File Copy

OBSERVATORIO GEOLOGICO LAMONT
Universidad de Columbia

VOLUMEN I

"ACUSTICA SUBMARINA"

SERIE " EL MARGEN CONTINENTAL DE LAS AMERICAS"

Informe Técnico No. 1
CU-1-66 - Nonr 266(90)

1966

OBSERVATORIO GEOLOGICO LAMONT
Universidad de Columbia

VOLUMEN I

" A C U S T I C A   S U B M A R I N A "

SERIE " EL MARGEN CONTINENTAL DE LAS AMERICAS"

Informe Técnico No. 1
CU-1-66 - Nonr 266(90)

1 9 6 6

Woods Hole Oceanographic Institution y N. D. R. S., Washington, D. C., completado el 1° de Febrero de 1941

" PROPAGACION DEL SONIDO EN EL MAR"

Capítulo I

PROPAGACION DEL SONIDO EN EL MAR

1. INTRODUCCION

Durante los últimos 20 años los buques mercantes y de guerra, han ido aumentando el uso de una variedad de instrumentos en los cuales la propagación del sonido en el mar, desempeña importante papel. En toda esta fase de desarrollo, ingenieros y físicos dedicaron los mayores esfuerzos al instrumental, tanto emisor como receptor.

Desde el comienzo prevaleció la opinión que mejorando su diseño y construcción, se podría perfeccionar notablemente su utilidad. La realidad confirma tales opiniones y los instrumentos alcanzan alto grado de perfección técnica.

Aún cuando continúa la introducción de mejoras en los osciladores o proyectores (elementos emisores) e hidrófonos (elementos receptores), aparece evidente que se ha descuidado una parte fundamental del problema, la influencia del agua de mar, omitiendo quizás la importancia que merece. En particular, cuando el sonido debe propagarse horizontalmente y cerca de la superficie, la distribución de la temperatura y las sales disueltas en profundidades inferiores a 100 brazas, determinan el alcance. En ciertas estaciones del año y en algunas áreas, éstas y otras caracterízticas físicas del agua pueden ser sumamente favorables para la transmisión lateral del sonido y, en distintas épocas o regiones, puede ocurrir lo contrario. Consecuencia de ello, es que puede resultar difícil establecer comparaciones acerca del rendimiento de diferentes tipos de equipos. Este informe representa el intento para aclarar las dificultades y estudiar además el problema, de manera que ofrezca la base de futuras investigaciones. Tendrá especial atención, respecto de las posibilidades para predecir el alcance efectivo de los métodos supersónicos de señalización en diversas regiones del óceáno y en distintas estaciones del año.

El estudio de la propagación del sonido en el mar, requiere la utilización de dos disciplinas científicas: la física y la oceanografía. El aspecto físico del problema es relativamente bién conocido, pero hasta el presente, los factores oceanográficos parecen haber sido generalmente descuidados. Es por tal razón, que en este informe

preliminar, se dará prioridad a los últimos. A fin de completar el mismo, hemos incluído un breve resumen del desarrollo y los usos de los distintos tipos de equipo sonoro.

2. EL DESARROLLO DEL ARTE DE LA SENALIZACION SUBMARINA

a) Antecedentes Históricos

Leonardo da Vinci (1452-1519) conocía que el agua es buen conductor del sonido. Registró el hecho de que las embarcaciones podían escucharse "a gran distancia", mediante el uso de un tubo en forma de trompeta, sumergiendo un extremo del mismo en el agua y apoyando el otro en el oído. Presumiblemente, el rumor que oía era el chapoteo de los remos de las galeras.

Para enviar señales entre sus botes, los pescadores de Ceylán, producen un sonido agudo, golpeando una olla porosa sumergida en el agua. Este sonido puede oírse a considerables distancias apoyando el oído contra el casco del bote.

En 1826, J. D. Colladon y J. F. K. Sturm realizaron la primera medición conclusiva de la velocidad del sonido en las aguas del Lago de Ginebra. Utilizaron una campana de iglesia de 140 lbs, sumergida a profundidad de 10 piés, golpeándola con un martillo, para que emita. El destello, producido por la explosión de una carga de pólvora que explotara al golpear la campana, indicaba el instante del origen del sonido. El detector consistía de una gran trompeta con un extremo sumergido. Ello permitió transmitir hasta distancias de 14.000 yardas, en aguas con profundidad media de 70 brazas. En 1841, Colladon repitió el experimento, usando una campana mucho más pesada, que le permitió recibir sonidos hasta distancias de 35.000 yardas. Indicó en esa oportunidad, que el uso de equipos adecuados, posibilitaría lograr alcances de varios centenares de kilómetros, bajo condiciones propicias. Fué, por lo tanto, el primero en reconocer y destacar claramente, la posibilidad del uso práctico de la señalación submarina.

En 1888, M. Banare publicó "Les Collisions en Mer", donde trató en detalle el estado actual de las técnicas del sonido en el mar. Construyó un micrófono submarino, ideando el método para

utilizar la zona de sombra del buque, a fin de determinar el azimut de la fuente sónica. Aproximadamente en aquella época, varios investigadores británicos y alemanes llevaron a cabo estudios sobre el sonido submarino, pero ninguno desarrolló aparatos aptos de uso preciso y práctico. Ya, por el año 1898, fué evidente que la señalación submarina era factible, pero no llegó a perfeccionarse el instrumental que la haría comercialmente accesible.

b) Los Primeros Instrumentos

En 1898, A. J. Mundy y E. Gray, a quiénes se les asoció más tarde J. B. Millet, con el objeto de formar la Submarine Signal Company, crearon un sistema adaptable al uso comercial. En dicho sistema, los sonidos producidos por una campana sumergida podían oírse a considerables distancias, utilizándose un micrófono dentro del agua. Pero los micrófonos sólo funcionaban suspendidos desde un buque al garete y en mar calmo. Posteriormente, Gray instaló el micrófono en una armadura pisciforme y logró resultados satisfactorios, remolcándola detrás de un buque en movimiento.

La siguiente mejora fué introducida por Gray y Mundy en 1902. Consistió en colocar los micrófonos en tanques llenos de agua, construídos en el interior del casco, debajo de la línea de flotación, de modo que éste formara una de las paredes del tanque. Cuando los tanques se emplazaron, en ambos lados del casco, resultó posible determinar el azimut aproximado de la fuente orígen. Campanas submarinas de diseño especial, fueron construídas para el uso de los buques-faros; la primera quedó instalada en el buque-faro No. 54, en el puerto de Boston en 1903. El servicio aportado por esta campana con malas condiciones de visibilidad, resultó ayuda tan valiosa para la navegación que, a los pocos años el sistema fué adoptado en muchos buques-faros importantes de los Estados Unidos y también en otras partes del mundo. Este sistema emplazóse en un número de buques navales con propósitos de señalación, pero la campana no resultó instrumento adecuado para la emisión de señales en código Morse.

Numerosos investigadores trataron de encontrar generadores sónicos adecuados para la transmisión de señales en código Morse. Se ensayaron sirenas submarinas, tanto del tipo a rotor, como del oscilador. Experimentos de tubos de órgano, impulsados con agua

y grandes teléfonos electromagnéticos submarinos, todo ello sin éxito.

c) El Oscilador Fessenden

En 1912, R. A. Fessenden de la Submarine Signal Company, inventó un oscilador electrodinámico, que en contraste con los tipos electromagnéticos anteriores, ejercía poderosa fuerza sobre un diafragma para ambas fases del ciclo (push-pull). Este dispositivo aumentó sensiblemente el alcance de la señalación submarina, permitiendo la rápida transmisión en código Morse. Al estallar la guerra de 1914, fué incorporado como equipo normal de submarinos y despues de la guerra, reemplazó las campanas en muchos buques-faros, mejorando notablemente el alcance y calidad de las señales emitidas. Los osciladores Fessenden utilizados en los Estados Unidos, tenían frecuencia de 540 o 1050 ciclos por segundo.

d) El Sondaje Ecoico

Con la aparición de transmisores y receptores adecuados para el sonido submarino, fué el paso habitual o natural, aplicarlos a la observación de la profundidad del mar, midiendo el intervalo transcurrido para los ecos provenientes del fondo oceánico.

En 1914, durante un crucero de patrullaje de hielos, realizado por el cúter "Miami" del Servicio de Guardacostas, R. A. Fessenden ensayó su oscilador en un esfuerzo por obtener ecos de los témpanos. Detectó señales del fondo marino y con el intervalo del recorrido de los ecos, pudo calcular la profundidad del agua. En pruebas posteriores, logró medir ecos desde 3000 brazas, en las inmediaciones de las Islas Azores.

Despues de la Guerra Mundial, consiguióse el mejoramiento del equipo de eco-sondaje, proveyendo a uno de los osciladores Fessenden, el dispositivo para la sincronización exacta de los ecos. Tal adelanto se debe principalmente a H. G. Dorsey. Varios otros sistemas han sido inventados desde entonces en los Estados Unidos de América, Francia, Alemania y Gran Bretaña, similares a éste, por usar sonidos en el rango de frecuencias audibles (normalmente entre 500 y 1000 ciclos por segundo). Difieren sólo en los detalles de los métodos para la generación, recepción y sincronización de

las ondas acústicas.

En Junio de 1922, el U.S.S. "Stewart" de la Marina Mercante norteamericana, condujo un experimento entre Newport y Gibraltar que hizo época. Manteniendo la velocidad constante de 15 nudos, pudo obtener un promedio de 100 sondajes ecoicos o eco-sondajes diarios. Utilizó un oscilador del tipo Fessenden para la emisión de las señales sonoras y una Navy Sonic Depth Finder (sonda ecoica) construída por H. C. Hayes; sirvió para la medición del intervalo de los ecos. Fué posible medir sin dificultad, profundidades hasta de 3200 brazas. Durante los meses de Noviembre y Diciembre de 1922, los buques mercantes norteamericanos U.S.S. "Corry" y "Hull", realizaron entre San Francisco y Punta Descanso, México, relevamientos hidrógraficos cuyos resultados aparecen en la carta H. O. 5194 del Servicio Hidrográfico de los Estados Unidos. Dichas expediciones produjeron inmenso interés científico, inaugurando una nueva era para el conocimiento de las profundidades oceánicas.

e) Sonido de Alta Frecuencia

El proyecto de utilizar las ondas supersónicas (20.000 a 100.000 ciclos por segundo) para la señalación submarina, fué sugerido por el inglés E. Richardson. Destacó que con tales frecuencias, sería posible producir haces de sonido direccionales, que podrían ser dirigidos como el haz de un reflector. Producir dicho haz, con la propia fuente sónica o un reflector de forma adecuada involucra poseer dimensiones, varias veces la longitud de onda del sonido empleada, ello es práctico cuando las ondas son cortas. Richardson no llegó a producir un generador adecuado para sonidos de alta frecuencia.

Alrededor de 1915, dos franceses P. Langevin y M. Chilowsky, iniciaron experimentos produciendo sonidos de alta frecuencia por intermedio de la acción mecánica entre las placas de un condensador, pero no lograron que este sistema entregara una energía suficiente con fines prácticos. El problema era simplemente, la transformación de oscilaciones eléctricas de alta frecuencia en vibraciones mecánicas y pudo ser resuelto cuando Langevin ideó utilizar las propiedades piezoeléctricas del cuarzo. Usando como aíslador en los condensadores, placas de estos cristales cortadas

con el ángulo apropiado; aplicando un campo eléctrico experimentan variaciones en el espesor. A la inversa, las mismas placas sometidas a tensiones mecánicas, producirán carga eléctrica en el condensador. Construyóse el "emparedado piezoeléctrico", colocando un mosaico de placas delgadas de cuarzo entre dos láminas de acero que fueron utilizadas como placas de condensador. Mediante la selección adecuada de los espesores del cuarzo y del acero, pudo proveerse a la frecuencia de resonancia del "emparedado", cualquier valor deseable en la gama supersónica. En 1924, un dispositivo de este tipo de 4 pulgadas de diámetro, instalado en el casco de un buque con una chapa de acero en contacto con el agua, irradió un haz de sonido direccional con potencia suficiente para transmitir señales hasta distancias de 4, 9 millas, obtener ecos desde objetos flotantes a 2.200 yardas (2.000 mts), sondajes del orden de 245 brazas. La misma unidad fué utilizada como transmisor del haz sónico y receptor del eco. Su empleo no se generalizó, pues el aparato parecía demasiado complicado para el uso naútico.

Los cristales de las sales de Rochelle, exhiben el fenómeno de la piezoelectricidad con más intensidad que el cuarzo, pudiendo emplearse en la construcción de eficientes proyectores sónicos, aptos para operar en altas frecuencias. Dichos proyectores tienen la ventaja de que pueden trabajar eficientemente sin necesidad de la resonancia mecánica, imprescindible en el caso del cuarzo. Infinidad de proyectores en uso, emplean sales de Rochelle. Algunos proyectores actuales funcionan en base al principio de magnetoestricción. Los metales magnetoestrictivos sometidos a la acción de un campo magnético, experimentan cambios en sus dimensiones. Variaciones en alta frecuencia del campo magnético, producidas por corrientes eléctricas de alta frecuencia, son aprovechadas para hacer vibrar a frecuencias supersónicas, tubos o chapas de níquel.

3. PARAMETROS FISICOS DEL SONIDO EN EL AGUA DE MAR

a) La Velocidad del Sonido en el Mar

Generalidades: La velocidad del sonido en el agua de mar depende de la temperatura y composición del agua. En general, estos factores varían en función del tiempo, lugar y la profundidad debajo de la superficie. Las variaciones en la velocidad del sonido desem-

peñan un papel sumamente importante en la medición de las distancias y en otros métodos de señalación en los cuáles, el sonido se propaga horizontalmente a través del agua de mar. Es obvio, que los cambios en la velocidad del sonido, modificarán el intervalo necesario para que una señal recorra el trayecto entre dos puntos dados, pero en el control de las distancias por ecos, este efecto es reducido y nunca importante. El punto fundamental es que la variación de la velocidad en función de la profundidad, incluso aquellos pequeños cambios, ocasionados por el calentamiento del agua superficial durante un dia brillante y calmo, deflexionan el haz sónico del plano horizontal. Estas deflexiones del haz sonoro son mucho más importantes para el alcance horizontal del sonido submarino que cualquier otro factor.

El incremento de la velocidad del sonido por pié de aumento de profundidad, denomínase gradiente vertical de la velocidad y, comúnmente varía en profundidad. Constituye el factor que determina las deflexiones del haz sónico, siendo la propiedad más importante del agua, desde el punto de vista de la ecomedición.

b) Factores que determinan la Velocidad del Sonido

La velocidad del sonido en cualquier punto del océano puede ser calculada, conocidas la temperatura, salinidad y presión del agua en dicho punto. La temperatura determínase sumergiendo un termómetro adecuado a la profundidad deseada. La salinidad, definida como el número de gramos de sal en 1.000 gramos de agua, puede determinarse química, eléctricamente o mediante un hidrómetro, siempre que se disponga de una muestra de agua obtenida en el punto en cuestión. La presión depende en primer lugar de la profundidad debajo de la superficie y puede calcularse sin dificultad.

En la ecomedición de la distancia, siempre que las profundidades no superen algunos centenares de piés, la temperatura es de fundamental importancia y preponderante sobre otros factores que determinan la velocidad del sonido. La variación térmica de 0,1°F, cada 100 piés de profundidad, puede ejercer notable influencia en el alcance del haz sonoro y, generalmente aparecen por las condiciones imperantes, valores superiores al aludido.

La salinidad del agua de mar, en mar abierto es razonablemen-

te constante y no introduce serias modificaciones en la velocidad del sonido. En las aguas costeras existen a menudo, mayores variaciones en la salinidad debido a la presencia de aguas fluviales, aún sin mezclar por completo con las del mar, pero en casi todos los casos examinados hasta el presente, la temperatura ejerce en la determinación de la velocidad del sonido, mayor influencia que la salinidad.

Los cambios dé la velocidad ocasionados por la presión, no son de gran magnitud, debido a las reducidas profundidades que interesan en le ecodetección. A pesar de que el efecto producido por la presión es pequeño, resulta importante en los casos adonde la temperatura y salinidad son constantes, tal como en una napa superficial bién mezclada. Esta circunstancia es favorable para la ecodetección, lográndose alcances máximos, siempre que los niveles de agua bién mezclados, se extiendan a suficiente profundidad para que los rayos inferiores del haz no se escapen de ellos, antes de curvarse.

Los tres factores afectan la velocidad en igual sentido. El aumento en la temperatura, salinidad o presión, produce un incremento en la velocidad del sonido. Para comparación se presentan ejemplos mostrando los cambios de temperatura o salinidad, que producen variaciones de igual magnitud en la velocidad, que las causadas por el solo efecto de la presión:

1° F en 76 brazas a 32° F

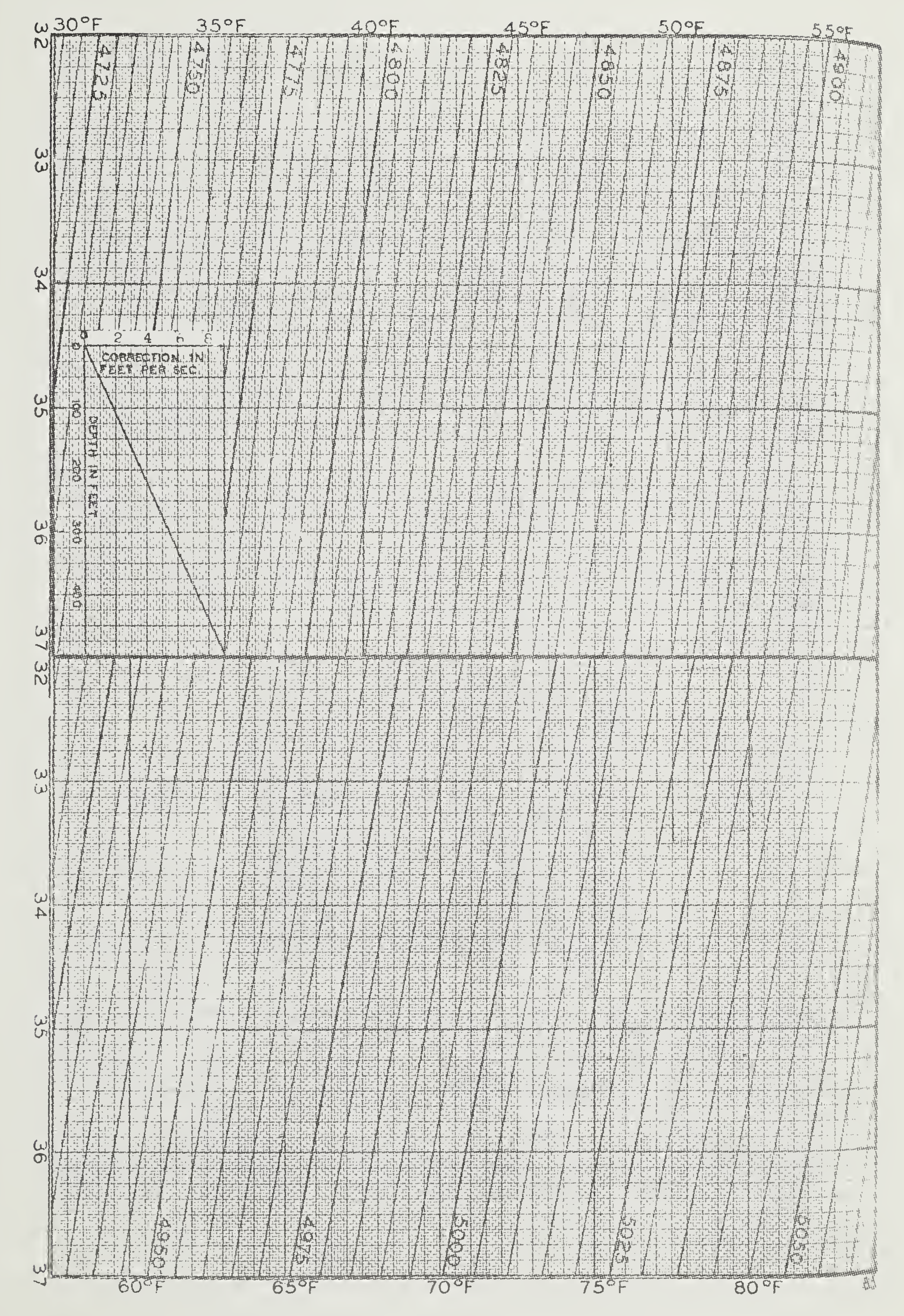
1° F en 61 brazas a 50° F

1° F en 48 brazas a 68° F

1 parte por 1000 de salinidad en 39 brazas.

c) Cómputo de la Velocidad del Sonido

Los dos gráficos en la Figura 1, pueden ser utilizados para calcular la velocidad del sonido en el agua de mar. La parte principal de este gráfico provee la velocidad en piés por segundo en la superficie y a cualquier temperatura y salinidad deseadas. El gráfico auxiliar señala la corrección a sumar por el efecto de la



SALINIDAD EN FRACCIONES DE MIL

Figura 1. Velocidad del sonido en el mar

presión en un punto debajo de la superficie.

En la ecomedición, el gradiente vertical de velocidad es más importante que la misma velocidad. Compútase más convenientemente, partiendo de los gradientes de salinidad y temperatura. El gradiente de salinidad es la relación de aumento de la salinidad con la profundidad, en partes por 1.000 por pié. El gradiente térmico es el grado de aumento de la temperatura con la profundidad, en grados Fahrenheit por pié. El gradiente vertical de la velocidad en piés por segundo por pié, puede computarse de la fórmula:

Gradiente vertical de velocidad= 0,0182+ (K x gradiente térmico) +(4,3 x gradiente de salinidad), donde 0,0182 es el gradiente debido a la presión y K, el coeficiente del gradiente de la temperatura y puede leerse del gráfico de la Figura 2, para la temperatura media de la distancia considerada. Estos gradientes son positivos, si la cantidad en cuestión, aumenta con la profundidad y negativos, si disminuye.

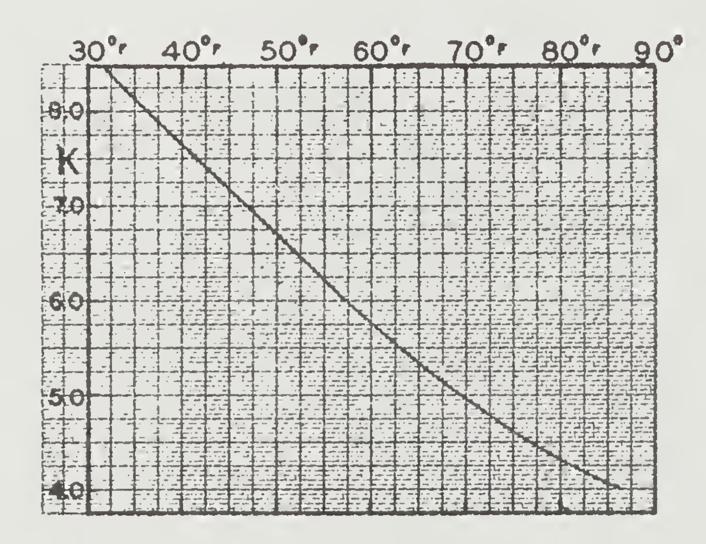


Figura 2. Gradiente de la velocidad del sonido. Computado según la ecuación 0,0182+(K x grad. temp.)+(4,3 x grad. salin.) El gradiente de temperatura en grados Fahrenheit por pié y el gradiente de salinidad en partes por 1000 por pié.

Los gráficos para el cómputo de la velocidad del sonido se basan en tablas publicadas en "Hydrographic Review", Vol.XVI, pp. 123-40, 1939, por S. Kuwahara.

Ejemplos de Computaciones

a) Prof. cero	de Fig. 1, temp. y salin.	5022, 0
Temp. 72, 2°F	" " " presión	0, 0
Salin. 36, 5‰	veloc. sonido	5022, 0
Hallar veloc. son.		piés/seg.

b) Prof. 230 piés	de Fig. 1, temp. y salin.	5001, 1
Temp. 70, 7°F	" " " presión	4, 1
Salin. 36, 5‰	veloc. sonido	5005, 2
Hallar veloc. son.		piés/seg

c) Temp. constante	de Fig. 2, efecto temp.	0, 0
Salin. "	" " " " salin.	0, 0
Hallar grad.	efecto presión	0, 0182
veloc. sonido		0, 0182
		piés/seg/piés

d) Temperatura: 42, 5°F en la superficie, 40, 0°F a 65 piés

Salinidad: 32, 3‰ en la superficie, 32, 4‰ a 65 piés

Hallar el gradiente vertical de la velocidad del sonido, asumiendo que los gradientes térmico y de salinidad son constantes desde la superficie hasta los 65 piés.

Gradiente térmico=2, 5/65=-0, 0384°F por pié
Según Figura 2, K a 41, 3°F=7, 5

Gradiente veloc. sonido por temperatura= 7, 5x-0, 0384	=-0, 288
Gradiente salin. 0, 1/65=0, 00154‰ por pié	
Gradiente veloc. sonido por salin. = 0, 0015x4, 3	= 0, 006
Gradiente veloc. sonido por presión	= 0, 018
Gradiente veloc. sonido (en piés/seg. /piés	-0, 264

d) Mediciones de la Temperatura y de la Salinidad

Agua de superficie: La obtención de la temperatura en la superficie del mar se realizó con un procedimiento, mediante un aparato simple, bién conocido y universalmente aceptado. La medición de

la salinidad en la superficie del mar puede determinarse con suficiente exactitud. En base a estas dos mediciones, es posible derivar la velocidad del sonido en la superficie del mar. Este valor por si solo, no tiene utilidad práctica para los fines de predecir el rendimiento a esperar de un equipo de ecomedición, dado que constituye factor determinante, la variación de la velocidad con la profundidad.

Botellas Nansen y termómetros de inversión: Representan en la actualidad el instrumental normal para la investigación oceanográfica. Las botellas Nansen con termómetros de inversión, se hacen descender por intermedio de un cable hasta la profundidad establecida. El "mensajero" lanzado desde el buque, deslízase por el cable. Accionando el marco que sujeta las botellas, cerrándolas e invirtiendo el termómetro. (Consultar Manual de Instrucciones para Observaciones Oceanográficas, capítulos II y XIII; H. 601 - Servicio de Hidrografía Naval, Buenos Aires). Obtienense así, desde cualquier profundidad deseada, lecturas de la temperatura y una muestra de agua, para la determinación de su salinidad. Aún cuando, dicho procedimiento proporciona observaciones correctas, tiene la desventaja de que el buque debe permanecer con las máquinas paradas durante media hora o más, cada vez que se toman las lecturas.

Termómetro de resistencia eléctrica: Consta de una resistencia cuyo cambio con la temperatura, es conocido exactamente. La resistencia se hace descender a la profundidad deseada, utilizando para ello un cable aíslado y, por medio de un circuíto de puente abordo, se mide la resistividad. La principal ventaja de este tipo de termómetro consiste en que la temperatura puede leerse a varias profundidades durante una sola inmersión.

El batitermógrafo: (Consultar H. 601, capítulos II a XXXII). Es un instrumento que permite obtener el registro contínuo de la temperatura en función de la profundidad. Conveniente hasta profundidades de 500 piés, lanzado satisfactoriamente desde buques navegando a 14 nudos. Constituye el instrumento ideal para mediciones de detalle en los primeros 100 piés de agua, siendo su mayor ventaja la medición contínua de la temperatura desde embarcaciones en movimiento.

e) Densidad del agua de Mar

Factores que determinan la densidad: La densidad del agua de mar es la relación del peso de un volumen de agua de mar dado, respecto del peso de igual volumen de agua destilada a 4ºC. Los valores de densidad observados en la superficie quedan comprendidos entre 1.020 y 1.030.

Los factores determinantes de la densidad del agua de mar son: temperatura, salinidad y presión. La densidad aumenta con el incremento de la salinidad y la presión, pero disminuye al aumentar la temperatura, puesto que el agua se expande al calentarse. En la escala de profundidades consideradas para la ecomedición, el efecto de la presión sobre la densidad es de poca importancia, pero aquellos de la temperatura y la salinidad, son fundamentales. Deben conocerse, si deseamos comprender los principios que gobiernan las variaciones de la velocidad del sonido en los horizontes superiores del mar. El cómputo de la densidad del agua de mar puede determinarse con el uso del abaco en la Figura 3.

Cómputo de la densidad del agua de mar: El cálculo de la densidad del agua a continuación, refiérese a temperaturas y salinidades observadas en una estacion en aguas costeras, de 41 brazas de profundidad, frente a Block Island, Nueva York. La temperatura disminuye hasta los 20 metros, aumentando luego hasta el fondo, siendo mayor allí que en la superficie. La salinidad aumenta con la profundidad; su prevalencia sobre la densidad es más que suficiente para compensar el efecto del aumento de temperatura en la parte inferior de la columna de agua. El ejemplo confirma la regla general, que la densidad aumenta contínuamente hacia el fondo marino.

El cómputo de las densidades se realiza de dos maneras: primero la densidad potencial, que es la densidad que tendría la muestra elevada hasta la superficie y segundo la densidad efectiva, es decir la densidad de la muestra "in situ". En muchas tareas oceanográficas, la primera es la magnitud considerada e indica en forma directa, si el agua que se encuentra en un nivel determinado, será más pesada o más liviana que la de sus alrededores, de ser transportada a otro nivel.

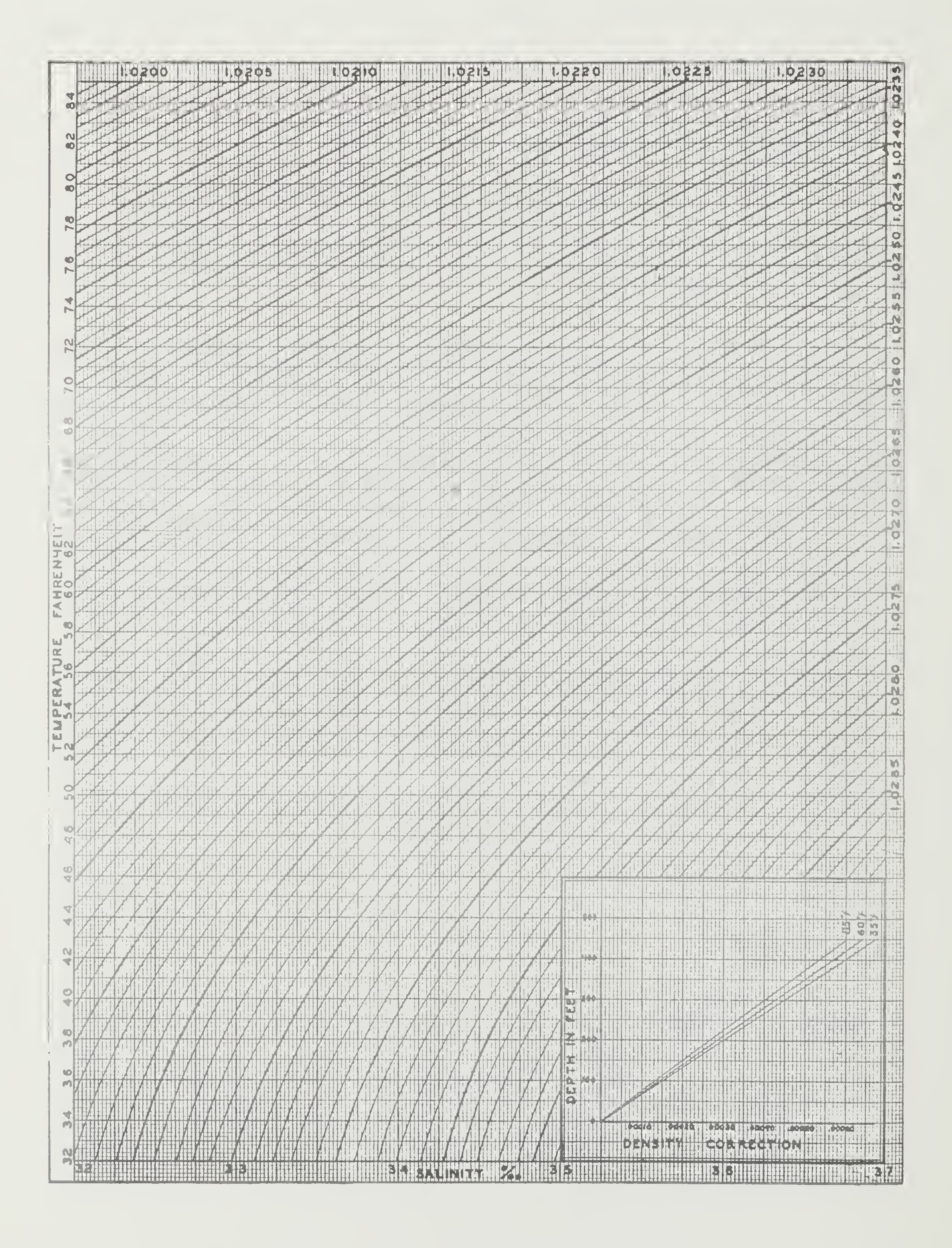


Figura 3. Densidad del Agua de Mar

Profundidad		Temperatura		Salinidad	Densidad	
mts.	brazas	°C	°F	‰	presión en sup. atmosférica	presión "in situ" verdadera
1	0, 55	5, 84	42, 5	32, 39	1, 02554	1, 02554
10	5, 47	5, 09	41, 2	32, 31	1, 02556	1, 02560
20	10, 94	4, 46	40, 0	32, 47	1, 02575	1, 02585
30	16, 40	4, 55	40, 2	32, 56	1, 02581	1, 02596
40	21, 87	4, 85	40, 7	32, 74	1, 02592	1, 02611
50	27, 34	6, 35	43, 4	33, 39	1, 02626	1, 02650
60	32, 81	6, 59	43, 9	33, 49	1, 02631	1, 02660

Tal discusión para la densidad no ha sido incluída en el cálculo de la velocidad del sonido, puesto que la ecuación:

velocidad $= \sqrt{\text{elasticidad} \div \text{densidad}}$, no es conveniente para utilizarla en este cómputo. Aparece, a fin de permitirle al lector, interpretar mejor la estabilidad de la columna de agua, la circulación vertical que ocurre cuando se destruye la estabilidad y la distribución vertical de la temperatura, que dicha circulación puede producir.

Estabilidad: Las densidades calculadas en el ejemplo anterior, ilustran la estabilidad de la columna de agua. En otras palabras, el agua más liviana permanece en la superficie y la más pesada, en el fondo. El agua de mar consiste de un fluído en libre flujo, que siempre se ajusta a sí mismo, de esta manera. El grado de estabilidad se mide por la rapidez del aumento de la densidad potencial del agua, en función de la profundidad. Cuánto más estable la columna, tanto mayor es su habilidad para resistir la mezcla vertical por la acción del viento.

Si el sol o el aire calientan el tope de una columna de agua, la densidad en la superficie disminuye, aumentando por ende, la estabilidad. Si el tope de la columna se enfría, la densidad de esa parte aumenta, disminuyendo en consecuencia, la estabilidad. Si el proceso de enfriamiento continúa, hasta volverse la estabilidad ligeramente negativa, comienza la convección, hundiéndose el

agua de superficie hasta encontrar un nivel donde el agua es más densa hacia abajo. Esta acción produce una napa bién mezclada, condición muy favorable para la ecomedición, siempre que se extienda a suficiente profundidad. Tal como lo muestran los diagramas oceanográficos de la Figura 13, donde el horizonte homogéneo se extiende a mayor profundidad en invierno que en verano, resultando más conveniente para la ecomedición.

f) Refracción de las Ondas Sonoras

Descripción de la refracción: Las ondas sónicas sólo se propagan en líneas rectas en un medio adonde la velocidad es permanentemente constante. De existir una inmensa masa de agua en la cual, la velocidad del sonido fuese idéntica en cada punto, el haz sónico emitido por un proyector sería un cono, cuyo eje resultaría perpendicular a la cara del proyector. En una masa de agua oceánica, la velocidad del sonido varía con la profundidad. Supongamos que la velocidad aumente con la profundidad, en tal caso, cada rayo del haz de sonido se curvaría hacia la superficie. Cuánto más rápido fuera el cambio de la velocidad en función de la profundidad, mayor sería la curvatura. Dicho fenómeno para el haz de sonido, se conoce como: refracción. Es más fácil de entender la refracción, imaginando que la parte inferior del haz del ejemplo citado, sigue adelantándose un poco a la parte superior, debido a la ligera diferencia entre las velocidades en el agua, que corresponden a los niveles en que se desplazan las respectivas partes del haz. Constituye ley básica del movimiento ondulatorio, que los rayos que indican la dirección de propagación, son siempre perpendiculares a los frentes de ondas. El frente de onda, es la superficie ocupada por el frente de una señal sónica, en cualquier instante. Dado que la parte inferior del frente de onda sigue ganando camino, con respecto a la superior, el haz se curvará hacia arriba.

Si la velocidad hubiera disminuído con la profundidad, el haz se habría curvado hacia abajo. El efecto de refracción, consiste siempre en desviar un haz de sonido hacia la parte del agua, donde la velocidad es menor.

Ley de Snell: La Ley de Snell se utiliza en el estudio de la óptica para calcular la curvatura de los rayos de luz, cuando pasan de

una substancia transparente a otra. La curvatura depende de la diferencia de la velocidad de la luz en los dos medios. La Ley de Snell, puede también aplicarse para calcular el curvado de los rayos sónicos cuando atraviesan sucesivas capas de agua, donde la velocidad es distinta. Asumiendo que la velocidad en el agua, depende sólo de la profundidad y no de su posición horizontal, como ocurre comúnmente. La Ley de Snell, al ser aplicada a un rayo de sonido, como en Figura 4, señala que:

$$Vo/\cos i_o = V_1/\cos i_1 = V_2/\cos i_2 = V_3/\cos i_3 = V_m \ldots \quad (1)$$

donde i es el ángulo de inclinación del rayo con respecto a la horizontal en cualquier punto, y V es la velocidad del sonido en el agua, en el mismo lugar. Si V_2 es mayor que V_1, la ecuación (1) indica que cos i_2 debe ser mayor que cos i_1, o que i_2 es menor que i_1. Si V_2 también se encuentra a mayor profundidad que V_1, el rayo se curva hacia arriba. V_m representa la velocidad en el punto en que el rayo se torna horizontal, y de la ecuación (1) podemos observar que dicha velocidad es la mayor, en cualquier punto de toda la trayectoria. El punto en que un rayo se vuelve horizontal, denomínase vértice del rayo. Los rayos en Figura 6, tienen vértices en los puntos G, F, P, E, C y B.

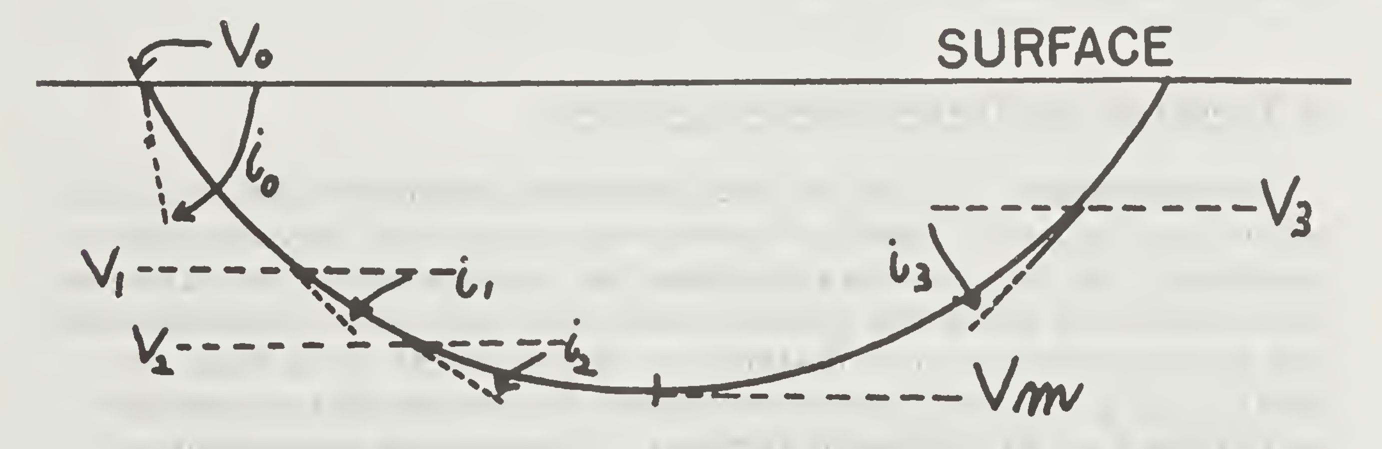


Figura 4. Ley de Refracción de Snell. $V_o/\cos i_o = V_1/\cos i_1 = V_2/\cos i_2 = V_3/\cos i_3 = V_m$

Surface= Superficie

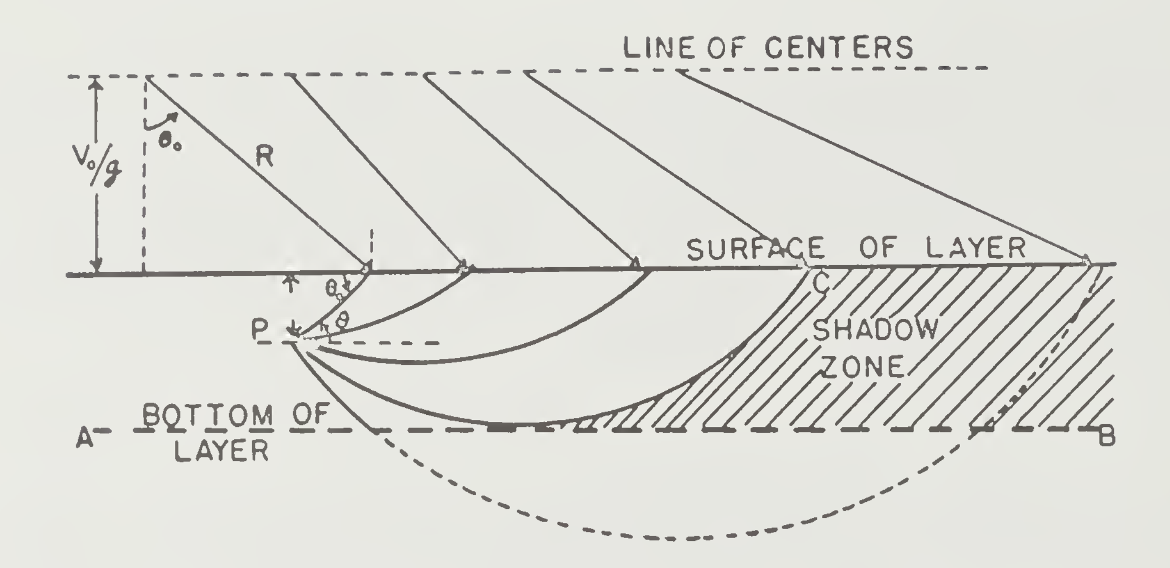


Figura 5. Refracción con gradiente positivo. Los rayos son todos los círculos con centros V_o/g por encima de la superficie de la capa. El fondo de la capa forma la zona de sombra para los rayos directos.

Line of Centers= Línea de Centros
Surface of Layer = Superficie de la Capa
Bottom of Layer= Fondo de la Capa
Shadow Zone= Zona de Sombra

g) Teoría de las Trayectorias Circulares

Generalidades: La Ley de Snell permite demostrar que en cualquier capa de agua, adónde el gradiente vertical de la velocidad es constante, las trayectorias de todos los rayos sónicos son círculos. Los centros de todos los círculos para una capa dada, quedan ubicados sobre una recta cuya distancia a la superficie de la napa es igual a V_o/g, donde V_o es la velocidad del sonido en la superficie de la capa y g, el gradiente vertical. Como ayuda nemotécnica, puede pensarse que la línea de centros, constituye la elevación adónde la velocidad en la napa llegaría a ser cero, imaginando que la misma se extiende tanto como para alcanzar idéntico gradiente en toda la extensión.

Gradiente Positivo: La Figura 5 representa el diagrama esquematico de las trayectorias de los rayos sónicos en una capa donde el gradiente vertical de la velocidad es positivo. Podrá observarse

que el radio de cualquiera de las trayectorias circulares, queda expresado por:

$$R = V_o / \ (g \ \cos \theta_0 \quad) \ldots\ldots\ldots (2)$$

donde R es el radio de la trayectoria y θ , es la inclinación del rayo, respecto de la horizontal en la superficie de la capa dada.

También podemos observar en la Figura 5, que si la capa es de un espesor limitado, terminando en la línea AB, los rayos directos para todos los alcances sobrepasando C, sufrirán interferencias. La misma dependerá de la naturaleza de la capa subyacente. Si la napa debajo de AB, tiene un gradiente vertical negativo para la velocidad del sonido, de manera tal que, todos los rayos sónicos que penetran en ella son curvados hacia abajo, ningún rayo directo alcanzará la superficie a distancias superiores al punto C, formando la zona de silencio indicada por la figura.

En todos los diagramas esquemáticos de ondas de sonido que contiene el presente informe (Figuras: 5, 6, 7 y 11), el gradiente ha sido exagerado por conveniencia del dibujo. En la Figura 5, la profundidad en que se encuentra el proyector es 15 piés, mientras que el radio de uno de los círculos es casi 50 millas. Ello simplemente significa que, el gradiente utilizado en el dibujo fué enormemente superior a lo que normalmente ocurre.

Al construír los diagramas de rayos para las verdaderas condiciones de propagación en el mar, es necesario exagerar la escala vertical de la sección, respecto de la horizontal. Ello distorsiona las trayectorias circulares en elipses y deben construírse usando las Figuras 29 y 30.

Gradiente Negativo: En el caso de exístir gradiente negativo constante a través de una capa dada, las trayectorias de los rayos sónicos serán círculos, cuyos centros quedan debajo de la napa, como en Figura 6. Los rayos directos para todos los alcances sobrepasando a C, son eliminados por la superficie del mar, originando la zona de sombra indicada.

La inspección de los diagramas indica que los rayos directos reflejados desde la superficie, serán más efectivos para llevar el

sonido dentro de la zona de silencio, en el caso de un gradiente positivo en la napa superior (Figura 5), que en el de un gradiente negativo en los niveles superiores (Figura 6).

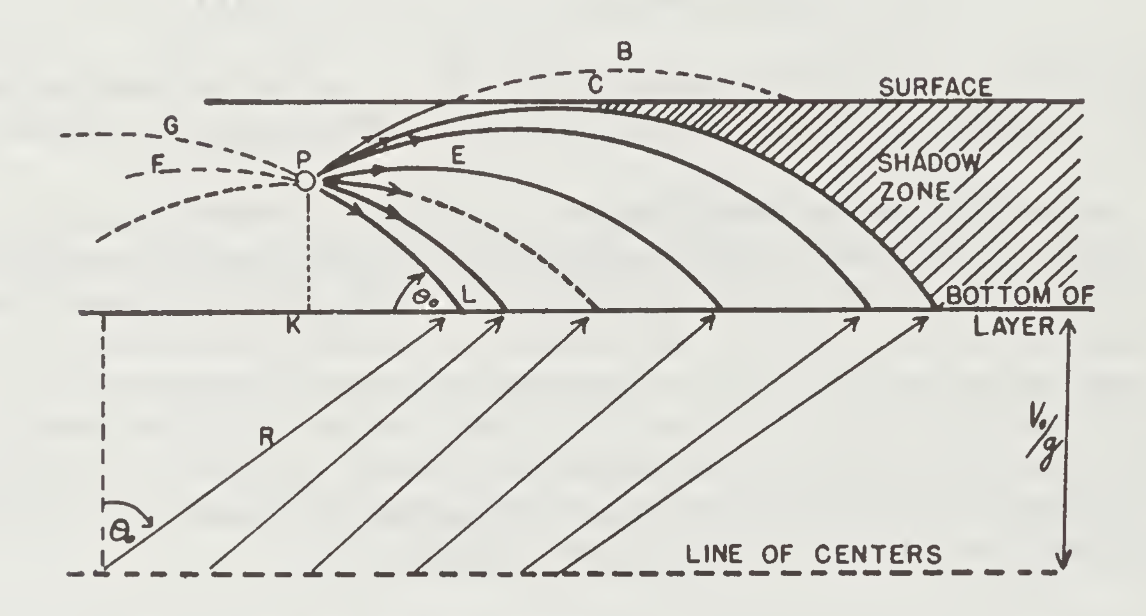


Figura 6. Refracción con gradiente negativo. Rayos circulares mostrando la concavidad hacia abajo. En la superficie superior se produce una zona de silencio para las ondas directas.

Surface = Superficie; Shadow Zone = Zona de Sombra;
Bottom of Layer = Fondo de la Capa;
Line of Centers = Línea de Centros

Gradiente Negativo sobre Gradiente Positivo: En la Figura 7, los diagramas esquemáticos para los rayos sónicos están trazados para el caso de que la napa superior del agua tenga un gradiente de velocidad negativo, mientras que en la segunda capa sea positivo. La variación de la velocidad con la profundidad aparece en el pequeño gráfico del lado izquierdo de la figura. Todos los rayos emitidos por el proyector, al comenzar curvánse hacia abajo y la parte superior del haz es limitada por la superficie, formando una zona de silencio que inicia la distancia A. El haz que entra en la segunda napa es limitado en el punto B, por el ángulo del cono del proyector y en C, por la "sombra" de la superficie en A. Los rayos que penetran en la segunda capa, se curvan hacia arriba. Aquellos

que entran con un ángulo de incidencia suficientemente pequeño, curvanse nuevamente y vuelven a entrar a la primera napa, pero los que penetran con un ángulo demasiado grande, alcanzan el fondo de la segunda napa antes de desviarse completamente. El eje del haz sale del proyector horizontalmente, entra a la segunda napa con una inclinación mínima y, desviándose vuelve a penetrar la primera napa a la mínima distancia (punto E). La parte del haz directo que reentra la primera napa, es limitada en sus dos lados por las "sombras" del fondo de la segunda napa en F y G.

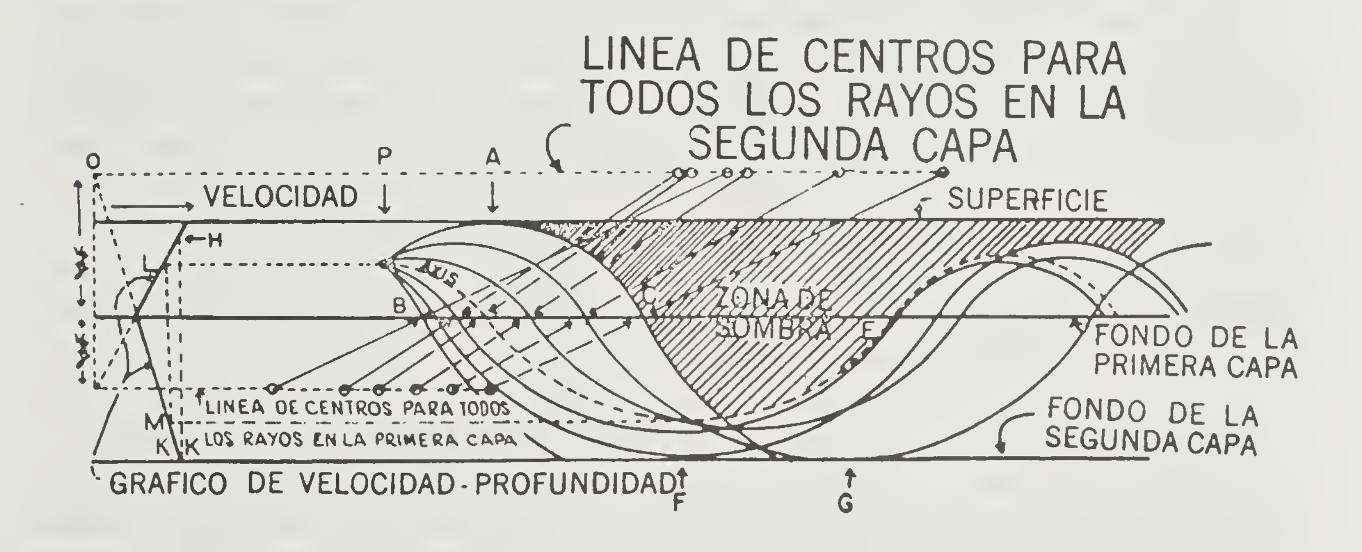


Figura 7. Gradiente negativo sobre positivo. Caso frecuente cuando va aumentando la estabilidad en la capa superior con el calentamiento diurno.

En la Figura 7, puede observarse que, para alcances iniciados cerca de E y extendiéndose a considerable intervalo, un detector colocado en la misma profundidad que el proyector P, quedaría en el haz directo, a pesar que el detector permanecería fuera del haz, durante un intervalo considerable de alcances inferiores. Tal situación explica satisfactoriamente numerosos casos donde la intensidad de la señal, primero disminuye y luego aumenta paulatinamente al incrementar la distancia.

"Canales" Naturales para la Propagación del Sonido: El gráfico del lado izquierdo de la Figura 7, indica la velocidad del sonido en función de la profundidad. La línea punteada HK, señala la porción del agua que actúa como canal natural para la conducción del sonido. Las velocidades en H y K son iguales, siendo mayores en dichas posiciones que en cualquier punto entre ellos. Cualquier rayo (por ejemplo el eje del haz), vuelto horizontal dentro de la región HK, será sucesivamente refractado a lo largo de la napa de velocidad mínima, sin abandonar nunca el canal. De acuerdo con la Ley de Refracción de Snell (ecuación 1), sabemos que el punto en que cualquier rayo se torna horizontal es el de mayor velocidad en esa trayectoria particular, de modo que únicamente los rayos que pueden volverse horizontales en el canal HK, son los que tienen su orígen en un proyector instalado dentro del mismo. Otros rayos originados fuera del canal, deben naturalmente entrar a éste, con un ángulo de incidencia mayor que cero, si es que penetran al canal. Un rayo aumenta siempre su inclinación si alcanza aguas de menor velocidad sónica y si ésta, dentro del canal, es inferior que en los límites H y K, de modo que la inclinación del rayo es mayor dentro del canal que en el punto de entrada.

De esta manera, un canal, tal como se define anteriormente, sirve de excelente conductor a los sonidos originados dentro de él y no para aquellos producidos fuera. Según la Ley de Snell, puede deducirse que, si un rayo entra en un canal sónico por el lado superior, atravesará enteramente el canal con el mismo ángulo de inclinación en el fondo que el que poseía en la parte superior, dado que las velocidades en la superficie y el fondo son iguales. Dichos canales son responsables de los saltos en alcance (skip distances). El canal de sonido HK en la Figura 7, puede subdividirse, considerando por separado el segmento LM, que constituye un canal sónico con el proyector fuera de él. Como puede apreciarse en el gráfico y de acuerdo a lo expuesto anteriormente, ningún rayo tiene vértice dentro del canal LM y los únicos curvados hacia la superficie, son aquellos que originalmente tienen sus vértices en HL. Las zonas HL y MK forman un canal de sonido, cuyo proyector está dentro de él. Son responsables de hacer retornar el sonido a las capas superiores, al sobrepasar la distancia E.

h) Reversibilidad de las Trayectorias Sónicas

La refracción de las ondas de sonido en todos los casos discutidos, depende sólo de la distribución de la velocidad en el agua. Tal refracción queda gobernada por completo bajo la Ley de Snell y, es importante saber que todas las trayectorias computadas para los rayos sónicos con dicha fórmula, son totalmente reversibles. Si el sonido que se propaga desde un proyector a un blanco, sufre en el camino la refracción, puede regresar al proyector siguiendo la misma trayectoria. Además, el principio de reversibilidad de la trayectoria lleva de inmediato a la conclusión de que, si un blanco se encuentra en una zona de silencio, con respecto a un proyector dado, el proyector está a su vez en una zona de silencio con respecto al blanco.

i) Efecto de Enfocamiento

Con referencia a la Figura 7, obsérvese que la refracción obliga algunas veces, al haz sónico a concentrarse en secciones transversales relativamente pequeñas, a diversas distancias. Por ejemplo, el haz en la región entre los puntos F y G, queda más comprimido que a una distancia ligeramente mayor. Ello corresponde a la acción de lente imperfecto e indudablemente, afecta la intensidad de los ecos. En comparación con los demás efectos, es pequeño.

j) Refracción Convectiva

La refracción de las ondas sonoras en el mar puede ocurrir de dos maneras, ya sea por la variación de la velocidad del sonido en el agua, o por efecto de las corrientes. Este último, conocido como refracción convectiva, puede compararse con el efecto del viento sobre la propagación del sonido en el aire. En general, la velocidad del viento es mínima cerca de la superficie y aumenta gradualmente con la altura hasta alcanzar altitudes, donde el efecto retardante de la fricción superficial es despreciable. Si un haz de sonido es transmitido en la dirección del viento, la velocidad de éste se agrega a la del sonido si el aire estuviera calmo, de manera que la velocidad sónica aumenta con la altura. Ello produce la curvatura en los rayos de sonido hacia la superficie y permite la recepción por detectores superficiales, a gran distancia. En el caso de la propagación contra el viento, la velocidad de éste se res-

ta de la velocidad efectiva del sonido en el aire, provocando una disminución en la velocidad efectiva del sonido al aumentar la altitud. Esto curva los rayos sónicos hacia arriba y es la causa de que pasen sobre un receptor ubicado en la superficie, reduciendo seriamente el alcance posible de señalación. El aspecto importante en que la refracción convectiva difiere de la refracción de la velocidad, es que no es reversible, puesto que el viento ayuda a la propagación hacia sotavento, pero obstaculízala en dirección opuesta.

Existen dos situaciones adónde tal tipo de refracción puede ocurrir en el mar, pero nunca será tan serio en el agua como en el aire, puesto que la velocidad de la corriente es siempre, una fracción menor de la velocidad de propagación del sonido en el agua, que en el caso atmosférico. En las corrientes producidas por el viento, la velocidad es máxima en la superficie y decrece con la profundidad. Un haz sónico que se propaga hacia barlovento, se curvará hacia la superficie por efecto de la refración convectiva. Otros, transmitidos hacia sotavento, curvarán alejándose de la superficie. Actualmente, la falta de datos sólo permite afirmar que la deriva producida por el viento, queda confinada a estratos menos profundos, para columnas de agua estables, que en las inestables.

Cerca de los límites de las corrientes oceánicas principales, existen sin duda, variaciones laterales y verticales de las corrientes, capaces de producir la refracción convectiva. Actualmente, hay tantas otras complicaciones en dichas regiones que, los efectos debidos a la refracción convectiva no son aíslados.

La diferencia entre los alcances obtenidos hacia barlovento y sotavento, no sería observada en la ecodetección, dado que el haz sónico recorre la distancia entre el blanco y el proyector, siempre en ambas direcciones. Si la refracción convectiva ayuda a la propagación del haz proyectado, empeorará la transmisión del haz reflejado y viceversa. Cabe esperar, sin embargo, una diferencia entre los alcances hacia barlovento y sotavento en toda señalación submarina, donde el haz recorre el camino en una sola dirección.

k) Resumen

(a) Las variaciones en la velocidad del sonido, ocasionadas por fluctuaciones en la temperatura y salinidad del mar, constituyen los factores más importantes en la determinación del alcance horizontal de un equipo acústico. El efecto de dichas variaciones consiste en desviar el haz de sonido en un plano vertical, de manera que, en algunos casos llega a errar el blanco. En el oceáno abierto, el gradiente vertical de salinidad es pequeño y la velocidad sónica, determinada en primer término, por la temperatura. En el caso de que la temperatura en la capa superior fuera constante, el ligero aumento en la velocidad, debido al incremento en la presión del agua con la profundidad, resulta importante. Por medio de gráficos de las Figuras 1 y 2, puede calcularse la velocidad del sonido y el ritmo del cambio de la velocidad en función de la profundidad, siempre que la temperatura y salinidad, sean conocidas.

El instrumento más práctico para la medición de la temperatura del agua hasta profundidades de unas 100 brazas, es el batitermógrafo, al poder utilizarse desde un buque en marcha.

(b) Por medio de la Figura 3, puede computarse la densidad del agua en función de la salinidad y profundidad. Debe considerarse la distinción entre la densidad potencial e "in situ". Las densidades para una estación típica costera, señalan que el agua próxima al fondo es más densa que aquella hacia la superficie, aún cuando su temperatura es superior. El calentamiento del agua en la superficie, produce la estabilidad en la columna de agua, mientras que el enfriamiento la destruye y conduce a la formación de una capa superficial bién mezclada.

(c) Las trayectorias de las ondas sónicas, cúrvanse cuando existen gradientes verticales en el agua. Este proceso se conoce con el nombre de refracción y el grado de curvatura puede calcularse mediante la Ley de Snell. En cualquier capa de agua en que el gradiente vertical de la velocidad tiene valor constante, todos los rayos sónicos son círculos, cuyos centros permanecen a distancia fija de la superficie de la napa.

4. CONDICIONES OCEANOGRAFICAS DE LOS NIVELES SUPERIORES DEL MAR

a) Introduccion

La oceanografía física es la subdivisión de las ciencias terrestres, que trata la estructura y circulación de los océanos. En el desarrollo de este campo de conocimientos, aún inexplorado, los Estados Unidos de América, desempeñaron orientadora iniciativa, pero desde 1900 se han publicado en los países nórdicos europeos, considerable número de obras de investigación. Actualmente, la distribución de la temperatura y salinidad en la superficie, sólo ha sido examinada a fondo, en el Atlántico Norte y Sur. De los océanos Pacífico e Indico se dispone de menos detalles, excepto en la zona a lo largo de la costa occidental de los Estados Unidos, Indias Orientales Holandesas y proximidades del Japón. Por tal razón, los diagramas a continuación, fueron construídos para observaciones realizadas en el Atlántico Norte.

A pesar de la escasez de datos provenientes de las zonas centrales de los demás océanos, es posible aprender mucho sobre las cualidades de propagación del sonido en sus aguas, valiéndose del estudio en el Atlántico Norte. La configuración básica de las corrientes y las variaciones estacionales de temperatura en la capa superficial, varían poco de un océano a otro. El Pacífico y el Atlántico Norte, son particularmente similares en estos aspectos, mientras que el Atlántico y Pacífico Sur, e Indico son muy parecidos. Así por ejemplo, si comparamos partes geográficamente análogas de cada uno de esos océanos, el conocimiento de las cualidades para la propagación del sonido en las aguas Atlánticas, permitirá pronosticar las condiciones generales en otros mares. El caso aparece para las aguas cercanas al Japón, que son muy similares en su estructura a las de la costa oriental de los Estados Unidos, mientras que las condiciones en la parte oriental del Pacífico Norte, asemejanse a las imperantes en la costa europea.

Las principales cuencas oceánicas tienen una profundidad media de unas 2500 brazas, pero cerca de los continentes, por lo general se encuentra una plataforma de menor profundidad (inferior a 100 brazas), de ancho variable. Defínese como plataforma continental, la estructura vertical del agua y las causas de las corrientes, son

allí algo distintas que en aguas profundas. Al norte del Cabo Hatteras, la plataforma continental que bordea la costa oriental de América del Norte, es amplia (40 a 200 millas de ancho) y bién desarrollada. Frente a las costas montañosas, como la de California, es usualmente angosta.

b) Estructura Vertical Básica de los Oceános

Con muy contadas excepciones, las aguas del oceáno profundo pueden subdividirse en tres capas principales. 1) Una capa superficial relativamente caliente, sujeta a cambios en temperatura y salinidad diarios y estacionales y a la acción mezcladora del viento. 2) Una capa de transición en profundidades intermedias, la termoclina principal, en la cual la temperatura disminuye rápidamente con la profundidad. 3) La capa de aguas profundas mucho más fría, donde la temperatura decrece sólo gradualmente con la profundidad. La estructura básica está ilustrada en la Figura 8, no obstante, el espesor relativo de esas tres capas varía de una parte del mar a otra. En general, la capa superficial y la de transición en profundidades intermedias, son relativamente profundas en latitudes medias (A) y poco profundas cerca del Ecuador (B), pero en altas latitudes, la estructura térmica vertical es menos pronunciada (C). En efecto, a mediados del invierno en latitudes muy altas, el agua puede resultar completamente mezclada desde la superficie hasta el fondo.

En el presente informe nos ocuparemos principalmente de la estructura de la capa superficial, pues la capa de transición en profundidades intermedias, sólo entra en el problema de la ecodetección, si es muy nítida y, si se encuentra en una profundidad particularmente reducida. La capa espesa de agua profunda relativamente fría, que constituye en las principales cuencas oceánicas, del 70 al 85% de la columna de agua, puede pasarse totalmente por alto como factor en la ecodetección horizontal. Además, dentro de la línea de las 100 brazas, el agua de fondo, relativamente fría pero salada, afecta a veces la transmisión.

En el oceáno abierto, la temperatura decrece con la profundidad, aunque no en igual proporción en cada una de las capas enunciadas. En aguas profundas la concentración de sales disueltas, expresada en partes por mil, también disminuye en general, con

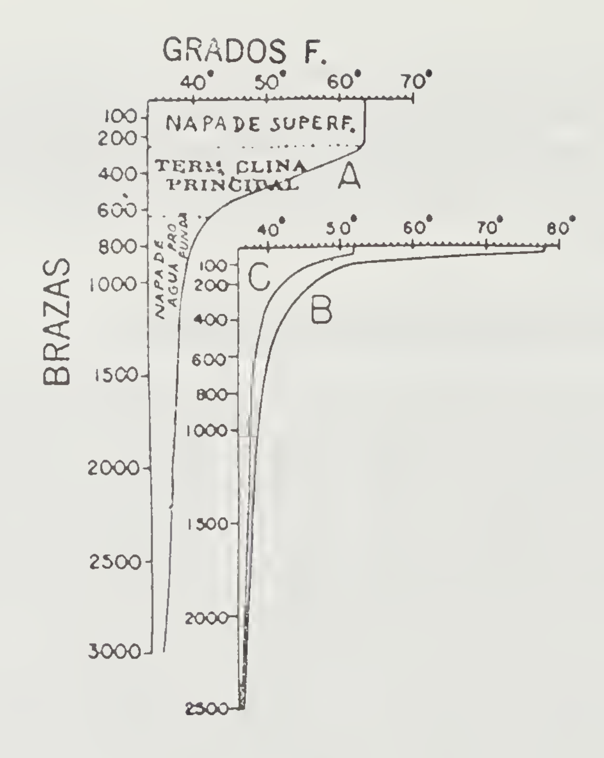


Figura 8. Curvas temperatura-profundidad típicas, tomadas del oceáno profundo. La curva A representa condiciones invernales en latitudes medias, B, para la franja ecuatorial y C, en latitudes altas estivales. La escala de profundidades está dada en brazas y la de temperatura en grados Farenheit.

la profundidad y paralelamente con la temperatura (Figura 9A). Ello queda en contraste con las aguas costeras típicas sobre la ancha plataforma continental (Figura 9B). En particular, para latitudes medias y fuera de la costa oriental de los continentes, encuéntranse comúnmente en primavera y verano, en profundidades intermedias, una capa de temperaturas mínimas. Pero resulta importante que, sobre la plataforma continental, la salinidad aumenta con la profundidad. Dicho contraste es consecuencia del hecho de que en alta mar, la estructura básica de las capas de agua proviene de las corrientes, mientras que cerca del continente, sus causantes son a menudo, la distribución de la temperatura y en especial, de la salinidad. En el oceáno abierto, la energía para las corrientes proviene principalmente del sistema general de los vientos, mientras que a lo largo de las costas, las corrientes son también consecuencia, de los gradientes horizontales de la densidad, mantenidos por la afluencia de agua dulce proveniente de la tierra.

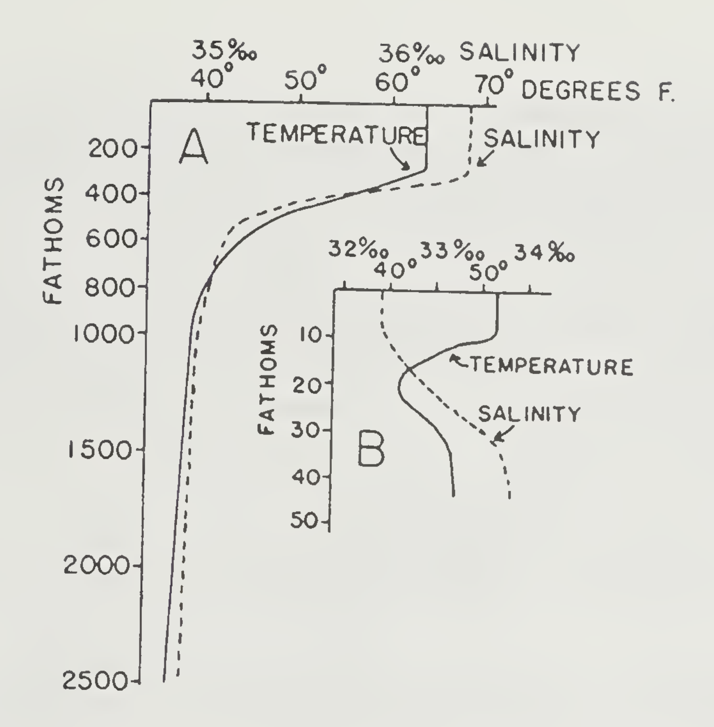


Figura 9. Comparación entre curvas típicas de temperatura-profundidad y salinidad-profundidad. Las curvas A se basan en observaciones llevadas a cabo en invierno cerca de las Bermudas, mientras que las B, provienen de las aguas costeras frente a la parte sur de Nueva Inglaterra. La escala de salinidad está dada en partes por mil, según su peso.

Hemos insistido en los cambios verticales de la temperatura y velocidad en el oceáno, dado que constituyen caracteríztica perceptibles del agua. Sin embargo, los factores fundamentales influyentes en la circulación oceánica, son la distribución de la densidad, resultado de la estructura térmica y la distribución de las sales disueltas. Las aguas calientes son, desde luego, menos densas que las frías y las dulces menos densas que las salinas. La relación entre temperatura, salinidad y densidad en las magnitudes generalmente encontradas en el mar, aparecen en la Figura 3.

Resulta obvio que la densidad aumenta en función de la profundidad en casi todas partes del mar, en cuyo caso se dice que el agua es estable. Raras veces se encontrarán condiciones inestables, donde el agua más pesada repose sobre agua más liviana, salvo cerca de la superficie durante los meses de invierno, donde puede prevalecer por períodos, cierto grado de inestabilidad, dando como resultado, excelentes condiciones de ecomedición.

En el océano profundo, la distribución vertical de la densidad, está relacionada muy íntimamente con la temperatura, en realidad, desde el punto de vista de la salinidad, la columna de agua es inestable. Por otra parte, sobre la plataforma continental, tanto la salinidad como la temperatura, contribuyen a la estabilidad que, por consiguiente, es a menudo muy grande. Este fenómeno ilustrado en la Figura 10, muestra la distribución de la densidad, derivada de los dos pares de curvas de temperatura y salinidad de Figura 9. Las curvas para las aguas costeras (B), sólo pueden considerarse típicas en los meses de primavera, ya que fuera del trópico, toda la columna de agua sobre la plataforma continental, está usualmente sujeta a variaciones estacionales de temperatura y salinidad.

La inclinación de la curva densidad-profundidad, es la medida de la estabilidad. Donde la curva es casi vertical, el agua tiene poca estabilidad. En las profundidades, donde casi se aproxima a la horizontal, el agua es muy estable. En los ejemplos, podrá observarse que, las aguas costeras (B), son mucho más estables en profundidades intermedias que las oceánicas (A). Obsérvese que, a profundidad de 12 brazas, la densidad de las aguas costeras, aumenta con la profundidad cerca de 80 veces más rápido que en la parte más estable de la columna de agua. Fuera de la costa, este contraste hubiera sido todavía más pronunciado, de utilizar observaciones realizadas en pleno verano en aguas costeras.

La Estabilidad es la relación del cambio de la densidad con la profundidad. Es un factor importante en el problema de la propagación del sonido, dado que constituye la caracteríztica del agua, que ofrece resistencia a la acción mezcladora del viento hacia abajo. Si las aguas fueran menos estables aún, un viento moderado podría mantener en la superficie una capa homogénea de espesor relativamente grande, condición favorable para la propagación horizontal del sonido. Especialmente sobre la plataforma continental y durante el verano, la estabilidad es tan alta que, sólo se encontrará en la superficie una capa muy delgada de agua mezclada por el viento.

Como ya explicaremos, en el océano abierto, la curva densidad-profundidad, es casi paralela con la curva temperatura-profundidad y depende en gran medida de ella. Además, excepto cerca del continente, la gama vertical de la salinidad en la capa superfi-

cial es relativamente reducida. En consecuencia, en las áreas oceánicas es admisible estimar como primera aproximación la estabilidad y densidad, basándose en la distribución de la temperatura. Por otra parte, en las aguas costeras, donde la densidad depende casi todo el año, de la distribución de la salinidad en función de la profundidad, las observaciones de temperatura sólo pueden presentar un cuadro erróneo de la estabilidad (compárese la Figura 9B con la 10B).

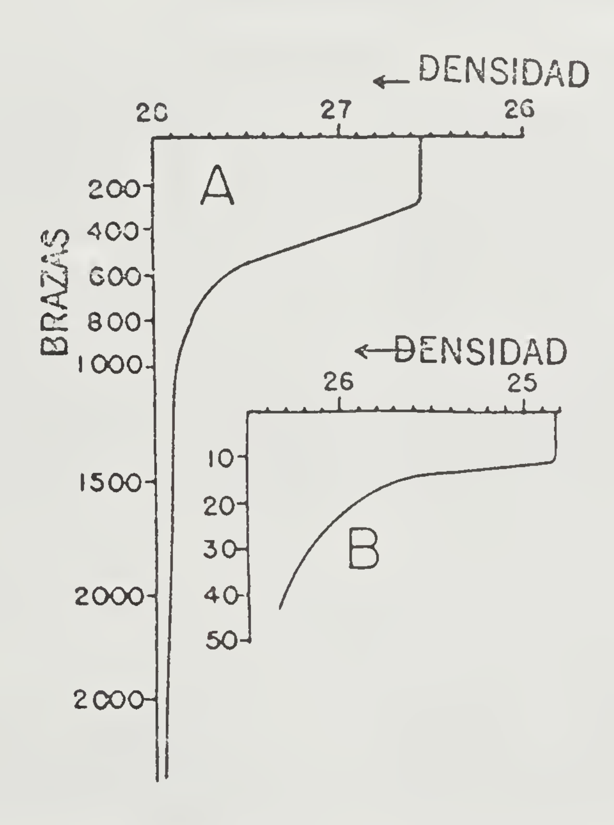


Figura 10. Curvas típicas de "densidad-profundidad", derivadas de las observaciones de temperatura y salinidad de Figura 2. Como es costumbre en oceanografía, no aparece incluído en el cómputo de los valores de la densidad, los efectos de la presión.

c) <u>Efectos sobre el Sonido de la Temperatura, Salinidad y Presión</u>

La velocidad del sonido en el mar, tal como se explicó detalladamente en páginas anteriores, varía con la temperatura, salinidad y presión. Cuánto más altas sean ellas, tanto mayor será la velocidad del sonido. Puesto que el valor del efecto de temperatura es, considerablemente mayor que el de los otros dos factores

y, dado que la temperatura comúnmente disminuye con la profundidad, la velocidad del sonido hará lo mismo, en la mayoría de los lugares. La presión es, desde luego, una función de la profundidad y, por lo tanto, en aguas bién mezcladas, la velocidad del sonido aumentará con la profundidad. La tolerancia por el efecto de la presión puede calcularse y, considerando las variaciones de la salinidad como pequeñas en la mayor parte de los océanos, podemos predecir que la velocidad del sonido es conocida aproximadamente si, la distribución de la temperatura ha sido observada.

Al interpretar los diagramas oceanográficos, en términos de la propagación del sonido, es necesario tener presente que las ondas, mientras se propagan en aguas adónde existen gradientes verticales de la velocidad, el haz se curva ligeramente en el sentido de las velocidades menores. Así en aguas, adónde la velocidad del sonido decrece con la profundidad, un haz de sonido emitido horizontalmente, será desviado hacia abajo. Ello ocurre en todas las capas donde la estabilidad es efecto de la disminución de la temperatura con la profundidad. Por otra parte, donde el agua es homogénea, como en la capa superficial mezclada por el viento, el efecto de la presión producirá un aumento en la velocidad con la profundidad y, por consiguiente, un haz de sonido que inicia en esta capa su trayectoria en forma horizontal, será curvado ligeramente hacia la superficie. De ello se deduce que, el alcance horizontal del sonido en las aguas superficiales es muy superior en aguas mezcladas, que en las capas donde la temperatura o salinidad decrecen rápidamente con la profundidad. Ofrecerá buenas condiciones de propagación el agua que está bién mezclada y, por consiguiente, no tenga estabilidad. En cambio, el agua térmicamente estable o donde la salinidad decrece rápido con la profundidad, será un mal medio sónico.

d) La Estructura Horizontal Básica de los Océanos

Por lo general, la temperatura y salinidad del agua (y por ende su densidad), cambian horizontalmente, en forma mucho más gradual, que verticlamente ; sin embargo, no debe descuidarse la estructura horizontal cuando se examina el océano, desde el punto de vista de la ecomedición.

La densidad del agua superficial es mínima cerca del Ecuador en la región de las calmas, debido a las abundantes lluvias y elevada

temperatura aumentando rápidamente tanto hacia el Norte como al Sur, hasta la zona de calmas del mar de los Sargazos (Lat. aproximada 30°), donde la temperatura sigue siendo alta y la salinidad máxima, a causa de la rápida evaporación (producida por el aire relativamente seco) y escasez de lluvias. Al aumentar las latitudes, la densidad continúa incrementando, ocasionada por temperaturas menores, a pesar del aumento de las lluvias. La forma aproximada de variación superficial en medio del Atlántico, en función de la latitud, temperatura, salinidad y densidad, aparece en la Figura 11A.

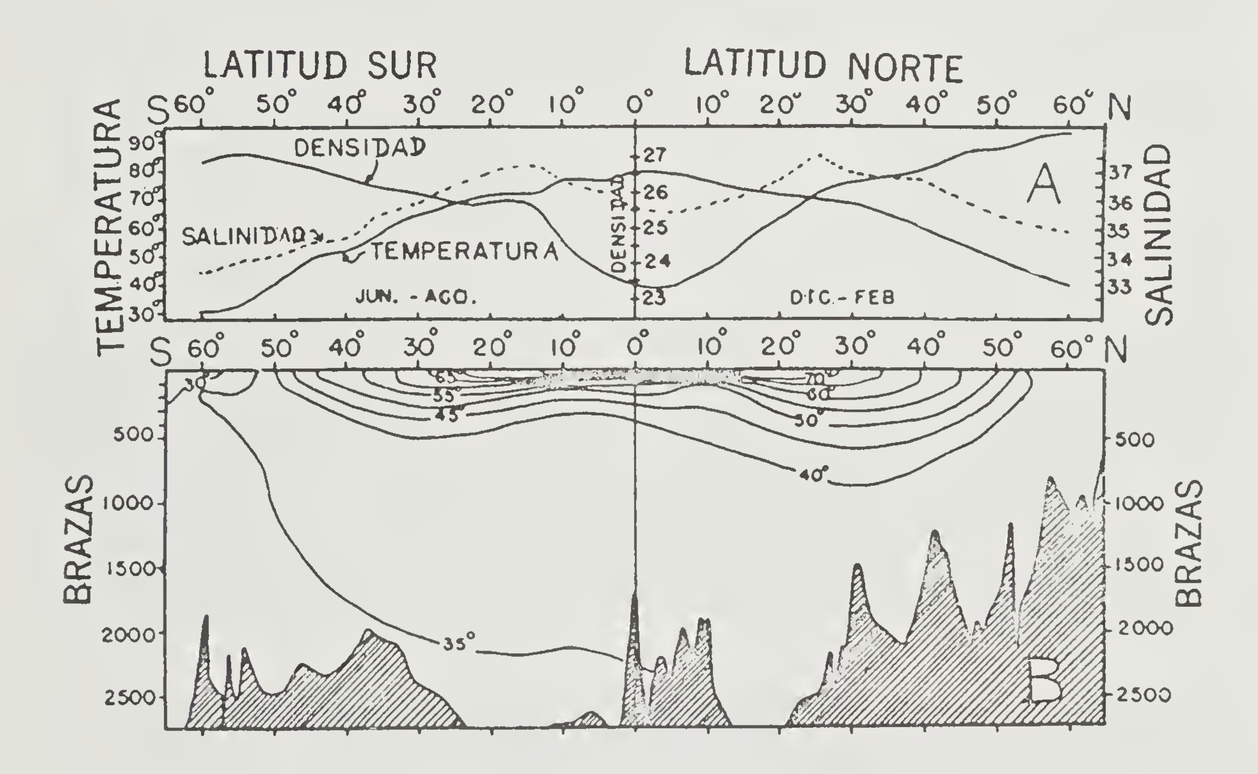


Figura 11. Las curvas marcadas con A muestran los cambios de temperatura, salinidad y densidad en función de la latitud en la superficie del Atlántico. En la parte inferior del diagrama (B) se indica la distribución de temperatura-profundidad, a lo largo del mismo perfil. Escala vertical , muy exagerada.

Cerca de los límites de fuertes corrientes y en las proximidades de la costa, el gradiente horizontal de temperatura y salinidad en la capa superficial es, a veces tan brusco que interfiere con la ecodetección.

En la Figura 11B, la estructura básica de las capas más profundas del Atlántico, queda trazada en perfil norte-sur. Este diagrama ha sido incluído para señalar que, cerca del Ecuador y en la latitud aproximada 50°, la capa de termoclina permanente llega tan cerca de la superficie, que puede afectar los resultados de la señalación horizontal submarina. En general, lo mismo es cierto para la porción occidental de los oceános. Por ejemplo, a lo largo del borde septentrional de las corrientes del Golfo y del Japón, la termoclina principal es nítida y de poco espesor. Dicha estructura horizontal básica de los oceános, con una capa superficial relativamente profunda en las latitudes medias y en el oceáno abierto, es el resultado de los sistemas de corrientes más importantes, arrastradas por los vientos anticiclónicos. Al Norte del Ecuador, las corrientes principales circulan en el sentido del movimiento de las agujas del reloj, con un eje aproximadamente en Latitud 30°, mientras que al Sur de él, las grandes contracorrientes giran en sentido contrario al del movimiento de las agujas del reloj. En el medio de estos grandes remolinos, por ejemplo en inmediaciones de las Bermudas, la termoclina principal es relativamente profunda y gradual, pero alrededor del borde de las corrientes, especialmente del lado occidental, donde son más veloces, la termoclina principal es de poca profundidad y bién definida. De lo expuesto se deduce que, en general, las condiciones para la ecodetección, son más propicias en el oceáno abierto y en las latitudes medias que en otros lugares.

e) Niveles Superficiales de los Oceános: Ciclo Térmico Estacional; Ciclo Térmico Diurno y Estructura Horizontal

La masa de aguas profundas frías y la capa termoclina permanente, no son afectadas por el clima local. Sin embargo, sobre la termoclina principal se desarrolla en todas las regiones, el ciclo estacional de la temperatura, más o menos pronunciado, que es de primordial importancia para la ecomedición. Donde la capa superficial es profunda, como ocurre en el oceáno abierto, tales cambios térmicos estacionales extiéndense hasta una profundidad de 150 brazas o más. Pero cerca del Ecuador, donde la capa superficial es poco profunda, las variaciones estacionales térmicas son pequeñas y sin importancia a los efectos de la ecodetección, en comparación con la termoclina permanente.

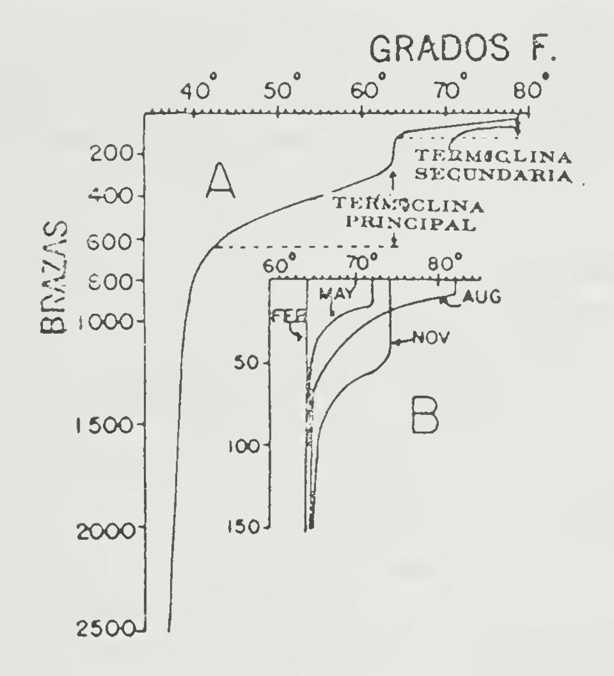


Figura 12. La curva A muestra la distribución de temperatura-profundidad en pleno verano cerca de las Bermudas. Las B, con una escala de profundidad aumentada, indican la situación térmica en la capa superficial, durante las cuatro estaciones del año.

En la Figura 8, la curva A fué construída en base a observaciones realizadas en los meses de invierno, cuando la temperatura en la superficie era mínima y la profundidad de mescla eólica, máxima. A mediados del verano, aparece cerca de la superficie una termoclina secundaria, a profundidades entre 10 y 50 brazas, causada por la absorción del calor, de modo que las curvas temperatura-profundidad adquieren la forma que indica la Figura 12A. Este gran aumento en la estabilidad térmica tan cerca de la superficie (comparable a la estabilidad en las aguas costeras en verano), ocasiona en general, malas condiciones de ecodetección durante los meses de primavera y verano, puesto que, como se explicó anteriormente, doquiera que la temperatura disminuye con la profundidad, con relación superior a 1°F en 40 a 60 brazas, el sonido se desvía hacia abajo.

El límite extremo inferior del ciclo estacional térmico varía de una parte del mar a otra, y tal como sería de esperar, la extensión total del mismo cambia con la latitud, siendo desde luego, pequeño cerca del Ecuador y grande en latitudes altas. Sin embargo,

existen áreas bastante extensas en las cuales, los cambios térmicos estacionales son bastante uniformes en la capa superficial. Por ejemplo, toda la zona del mar de los Sargazos, con las Bermudas cerca de su centro, indica una configuración de cambios de temperatura estacionales, similares para las capas superiores. La Figura 12B, presenta una serie de curvas temperatura-profundidad durante varios meses, correspondientes a las 150 brazas superiores en la región. Puede aceptarse como primera aproximación, la interpretación de estas curvas de temperatura-profundidad en términos de densidad y, por ende, de estabilidad. Comenzando a fines de Febrero, cuando las temperaturas en la superficie alcanzan el mínimo y el proceso de mezcla producido por el viento, extiéndese hasta una profundidad de 150 brazas o más, no existe estabilidad por encima de la termoclina permanente. Luego, al iniciarse la primavera, empiezan a calentarse aproximadamente las 20 brazas superiores, produciendo la termoclina secundaria. Tan pronto se producen estas condiciones, la estabilidad se desarrolla en profundidades vitales para la ecomedición. Mientras más calor es absorbido, la termoclina secundaria aumenta en intensidad y profundidad, dado que el calor también desciende gradualmente, debido a la turbulencia. Llegado el verano, puede que sólo haya de 5 a 7 brazas de agua mixta, encima de la capa estable. Durante el otoño, cuando la superficie empieza a entregar calor, la ligera tendencia a la inestabilidad en la superficie, aumenta notablemente la efectividad de la mezcla del viento y el espesor de la capa de agua homogénea en la superficie, incrementa rápido. A mediados de Octubre, se encontrará en la superficie hasta 20 brazas de agua mezclada, luego de lo cuál, las condiciones de ecodetección mejoran rápidamente.

Estas ganancias y pérdidas estacionales de calor, ilústranse claramente en otra forma de diagrama (Figura 13), donde las isotermas (líneas de igual temperatura) fueron trazadas tomando como coordenadas las profundidades y el tiempo. Dicho diagrama, (suponiendo que los gradientes de la salinidad son débiles y, por lo tanto, que la temperatura puede interpretarse en términos de propagación del sonido), en el cual las isotermas son verticales, no hay estabilidad y el efecto de presión curvará el haz sónico ligeramente hacia la superficie; pero donde contienen una componente horizontal, el agua es estable y los rayos sónicos que penetran en esta capa serán curvados bruscamente hacia abajo. De tal manera,

suponiendo que los gradientes verticales de salinidad son suaves, la curva de guiones indica mensualmente en este diagrama, el límite inferior de agua con buenas caracterízticas de propagación en el área del mar de los Sargazos.

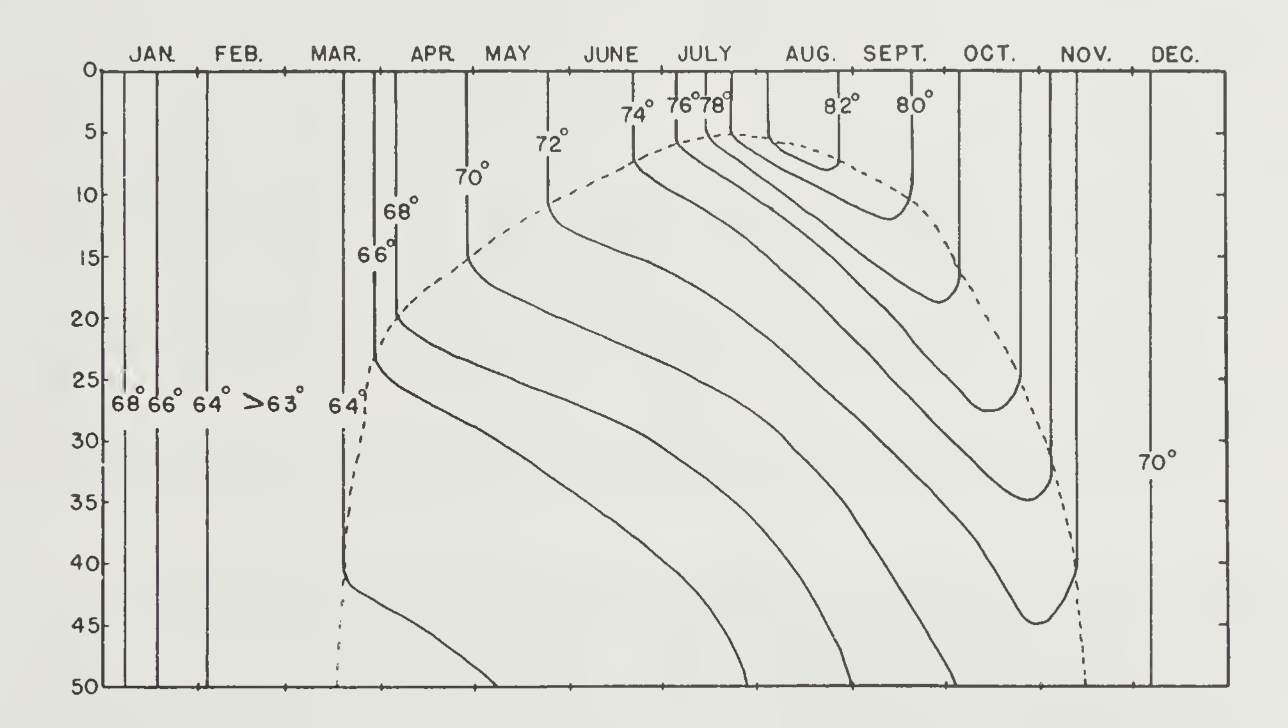


Figura 13. Ciclo estacional de la temperatura en profundidades inferiores a 50 brazas en la porción occidental del Mar de los Sargazos, basado en observaciones repetidas con frecuencia obtenidas en Lat. 35°N, Long. 67°W. La curva de guiones indica el límite inferior de la capa mezclada por el viento, durante el intervalo del año en que existe la termoclina secundaria.

En aguas fuera de la costa, los gradientes verticales de salinidad son relativamente pequeños. Por ejemplo, si se construyera un diagrama similar a la Figura 13 para indicar el ciclo de salinidad estacional en las 50 brazas superficiales del mar de los Sargazos, en ningún lugar de tal diagrama obtendríase un cambio de salinidad con la profundidad, superior a 0, 025‰ por braza. Además, este gradiente extremo se hallaría ubicado en la capa termoclina secundaria, donde su efecto sobre la velocidad del sonido queda completamente disimulado por el gradiente vertical térmico.

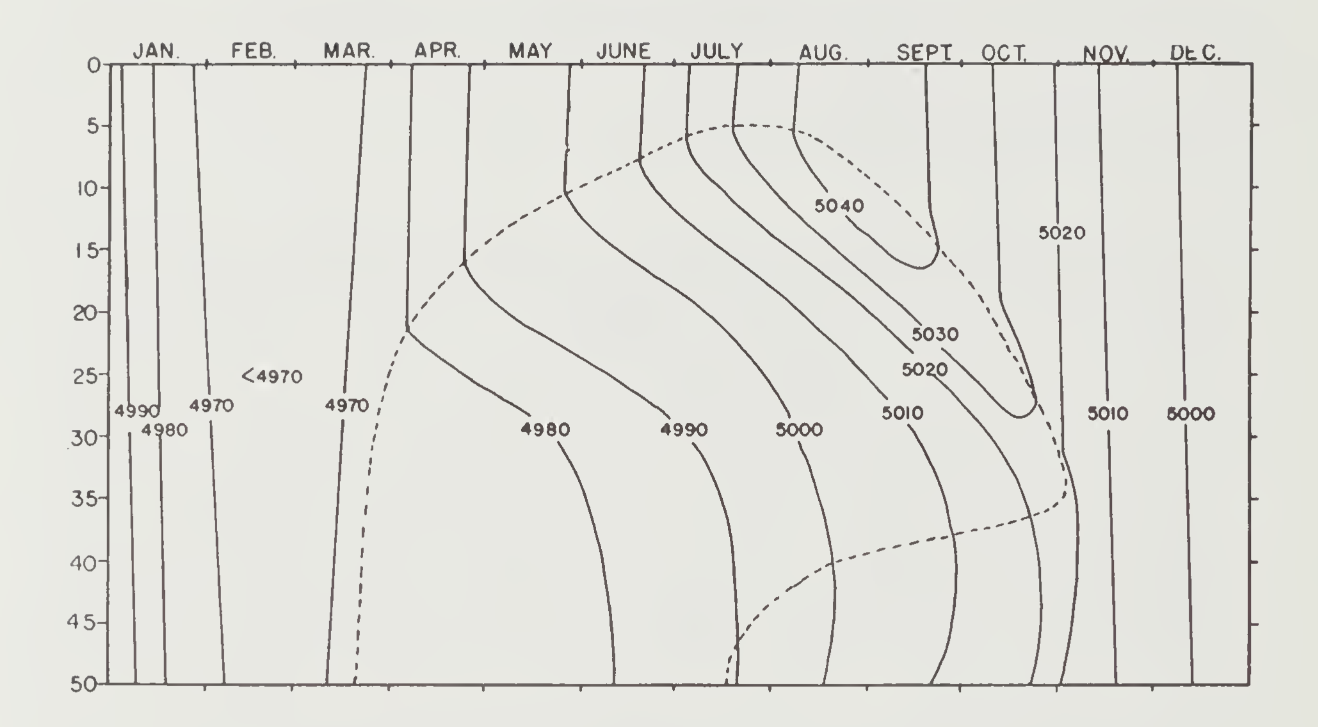


Figura 14. Cambios estacionales de la velocidad del sonido (en piés por segundo) en profundidades inferiores a 50 brazas, para la porción occidental del Mar de los Sargazos. Cómputos en base a observaciones de la temperatura que han servido para construír la Figura 10 y determinaciones de la salinidad realizadas conjuntamente. Dentro de la curva de guiones, el gradiente de la velocidad es negativo, siendo positivo fuera de ella.

Para ilustrar como, conociendo el ciclo estacional de la temperatura, pueden estimarse los gradientes verticales de velocidad del sonido en el oceáno, se han utilizado las observaciones de temperatura en la construcción de la Figura 13, y las correspondientes determinaciones de la salinidad para preparar el diagrama estacional de la velocidad del sonido (Figura 14). Ello nos señala las variaciones estacionales en la velocidad del sonido a profundidades inferiores a 50 brazas en el mar de los Sargazos. Las observaciones provienen de un punto situado 100 millas al noroeste de las Bermudas (ver Figura 20), pero las condiciones imperantes también son típicas para una extensa área.

En las partes del diagrama en que la velocidad del sonido aumenta con la profundidad (gradiente de velocidad positivo), un haz sónico será curvado ligeramente hacia la superficie y prevalecerán

buenas condiciones de ecodetección. Por otro lado, en las partes del diagrama en que los valores de la velocicidad decrecen con la profundidad (gradiente de velocidad negativo), el sonido se desviará hacia abajo, limitando el alcance.

Durante los meses de invierno, cuando las 50 brazas superiores de la capa superficial están bién mezcladas por los vientos, las líneas de velocidad del sonido hallánse ligeramente inclinadas, debido al efecto de la presión, pero se podrá notar que esta inclinación es tal que, la velocidad aumenta con la profundidad. En las otras porciones del diagrama, las líneas de igual velocidad sónica tienen desarrollo análogo con las isotermas de la Figura 13, mostrando el extricto control que ejerce la temperatura sobre la velocidad del sonido en el mar. Es obvio que, para el área total del mar de los Sargazos, las observaciones de temperatura serán suficientes para pronosticar la cualidad de transmisión sónica en el agua.

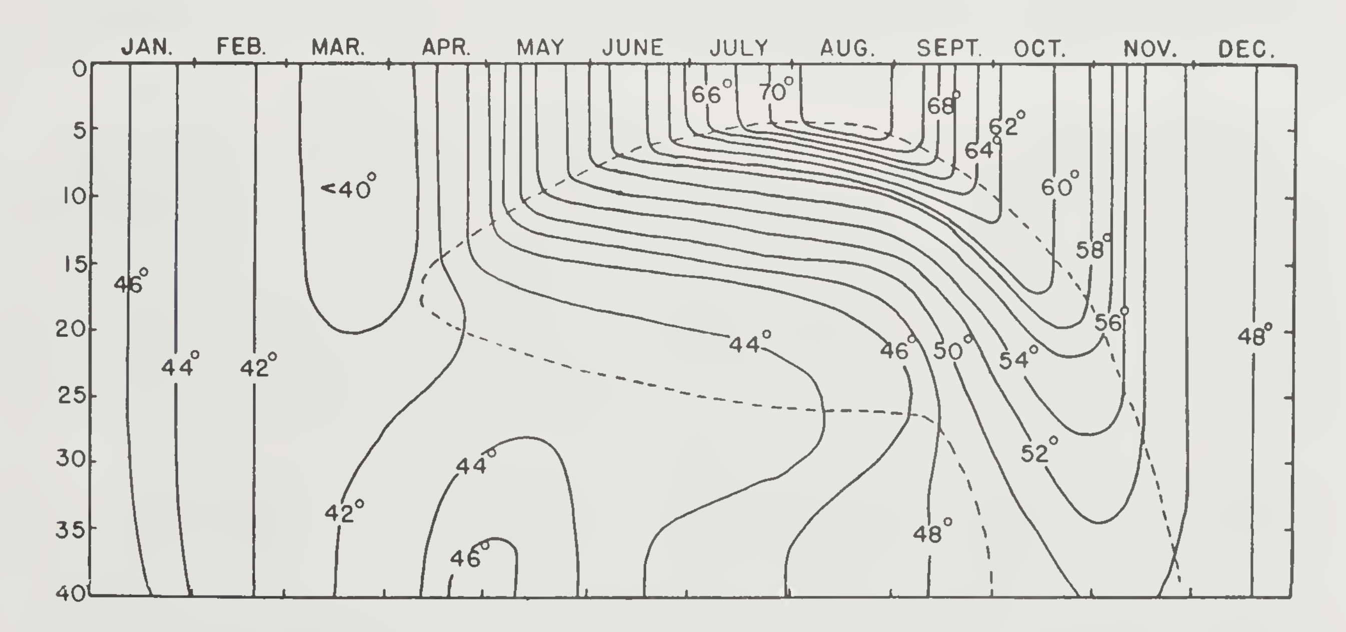


Figura 15. Ciclo estacional de temperatura en aguas costeras próximas a Montauk Point (Lat. 40°38'N, Long. 71°38'W). Dentro de la línea de guiones, el agua es estable desde el punto de vista térmico. En las otras porciones, el agua está completamente mezclada por el viento, o la columna es inestable térmicamente. La profundidad es 45 brazas.

La Figura 15 fué construída con observaciones realizadas 60 millas al sur de Montauk Point, Long Island (ver Figura 20). Este diagrama es representativo del ciclo estacional térmico de las aguas sobre la plataforma continental, entre las bahías Delaware y Nantucket.

Aún cuando la forma general del diagrama es similar a la Figura 13, representativa del mar de los Sargazos, obsérvese que los cambios de temperatura son más extremos cerca de la costa y, que en verano se produce estratificación vertical más pronunciada. Nótese también, el mínimo de temperatura en las profundidades intermedias durante los meses de primavera. Dado que en este caso, se trata de aguas costeras, puede que el diagrama de temperatura no ofrezca las caracterízticas completas de las variaciones en la estabilidad, o condiciones de ecodetección. Tal como mencionamos, en las aguas costeras el gradiente vertical de salinidad, contribuye a menudo en mayor grado, a la estabilidad de la columna de agua que la temperatura.

La variable principal consiste que en verano, la salinidad de la capa superficial mezclada por los vientos es cambiante y depende de la dirección de los mismos. En el punto donde se llevaron a cabo las observaciones, los vientos de tierra hacen descender la salinidad del agua superficial, mientras que aquellos que soplan hacia el continente, tienen un efecto contrario. Durante el período en que se forma la termoclina secundaria , la salinidad en la superficie puede disminuír hasta 30, 5‰ y, en otras épocas aumentar a 32, 4‰ , según la dirección del viento; tales cambios son acompañados de ligeras variaciones de temperatura. Dentro de la termoclina secundaria (el área delimitada por la curva de guiones en Figura 15), la salinidad aumenta desde 32‰ en profundidad de 10 brazas hasta alcanzar 34, 6‰ en el fondo (45 brazas). Dicho notable incremento de la salinidad con la profundidad durante la estación en que la estabilidad térmica de la columna de agua es alta, ejerce influencia benéfica sobre la transmisión, puesto que tal distribución de la salinidad reduce en menor grado, la velocidad del sonido con la profundidad, que lo predecible por temperatura. Sin embargo, frente a Montauk Point, el gradiente vertical de salinidad nunca es suficientemente grande como para contrarrestar el control que ejerce la temperatura, sobre la velocidad del sonido. Más cerca del fondo y, durante los meses de verano, el incremento de la presión y de la

salinidad con la profundidad asócianse al gradiente térmico, produciendo gradientes de velocidad positivos.

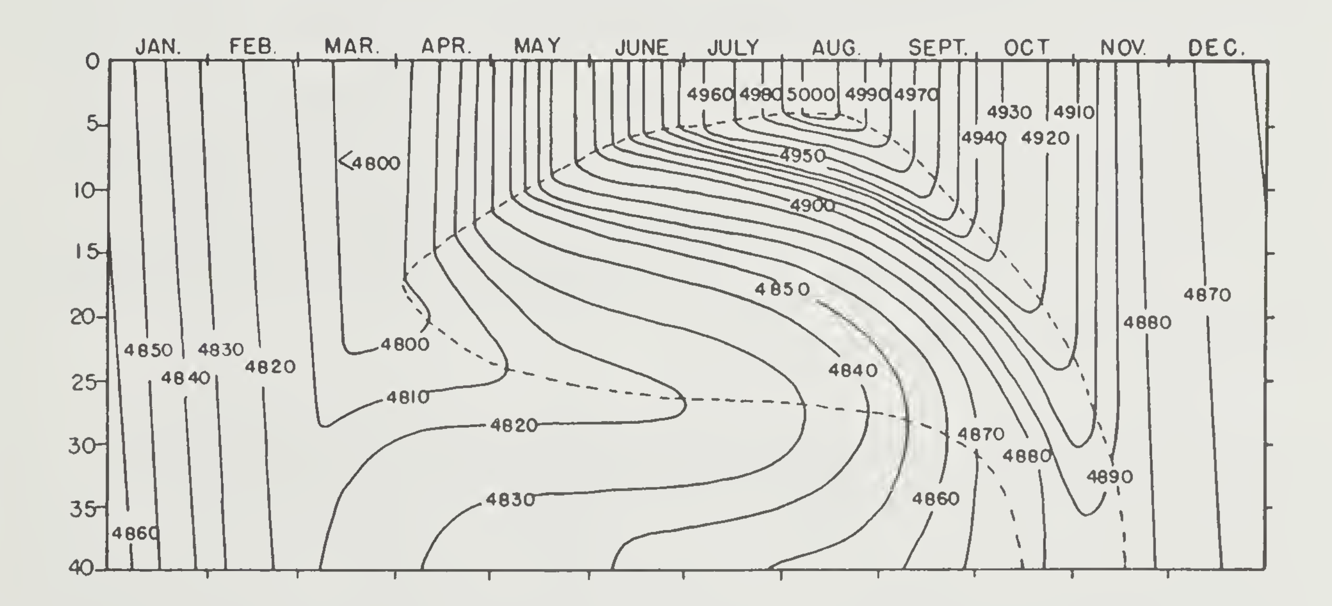


Figura 16. Cambios estacionales de la velocidad del sonido (en piés por segundo) en las aguas costeras frente a Montauk Point. Cómputos en base a observaciones de la temperatura que han servido para construír la Figura 15 y determinaciones de la salinidad, realizadas conjuntamente. La curva de guiones circunda las aguas adónde el gradiente de la velocidad es negativo, siendo positivo fuera de ella.

Ello se deduce de la Figura 16, que muestra el ciclo estacional de la velocidad del sonido, derivada de los datos de temperatura y salinidad, para las aguas situadas 60 millas al sur de Montauk Point. Las Figuras 15 y 16, son típicas para las condiciones sobre la plataforma continental entre las bahías Delaware y Nantucket. Cabe agregar, no obstante, que en aguas menos profundas, a 10 o 15 millas de la costa, la mezcla producida por las mareas, es a menudo suficiente para prolongar considerablemente la porción del año en que prevalecen buenas condiciones de ecodetección.

Entre Cape Cod y Nueva Escocia, la plataforma continental es ancha y parcialmente aíslada de las aguas libres, por las bajas profundidades de los Grandes Bancos (Georges Banks). Dicha zona

denomínase Golfo de Maine y, salvo en las aguas sobre el banco y en la bahía Fundy donde las fuertes mareas mantienen las aguas homogéneas, inclusive en verano, el ciclo estacional de temperatura y salinidad en esta región puede compararse doquiera, con las condiciones de Figura 17. Estos diagramas fueron construídos en base a observaciones mensuales realizadas a 30 millas al este de Cape Cod, donde la profundidad es de 130 brazas. Mientras que el ciclo térmico (A), es muy parecido al que se observa frente a Montauk Point (con excepción que en la primavera no aparece la capa de temperatura mínima), las variaciones estacionales de la salinidad (B), son más regulares y el gradiente total vertical de la salinidad en pleno verano, es algo menor.

El intercambio básico entre las aguas costeras y las libres, queda ilustrado por el diagrama de salinidad en el golfo Maine (Figura 17B). Sobre la plataforma continental el agua relativamente salina penetra hacia la costa a lo largo del fondo, mientras aguas más dulces fluyen fuera de la costa en la superficie. La turbulencia obra constantemente para reducir el contraste entre las salinidades de la superficie y el fondo. Es asi, que en primavera, tan pronto se desarrolla la estabilidad térmica, aparecen en la superficie, salinidades menores. En dicha estación, los ríos que desembocan en el golfo de Maine, aumentan de caudal y, cuando el agua muy diluída, derrama dentro de las bahías y estuarios hacia el mar, intensifícase la estabilidad térmica a causa del calentamiento superficial.

En la Figura 18, las observaciones de temperatura y salinidad en base a las cuales se construyeron los diagramas de la Figura 17, fueron convertidas en velocidad del sonido. Podrá observarse que, en el golfo de Maine, los datos de temperatura son suficientes para pronosticar las variaciones estacionales de la velocidad sónica En las 50 brazas superiores, no se produce un aumento en la salinidad lo suficientemente pronunciado, como para superar el control que ejerce la termoclina secundaria sobre las curvas de velocidad del sonido. Recordemos que lo mismo ocurría frente a Montauk Point (Figuras 15 y 16). En las aguas libres y las costeras, el gradiente vertical de la salinidad, carece aparentemente de importancia para la propagación del sonido. Es incierto que, idéntica situación ocurra en todas las plataformas continentales y estaciones del año.

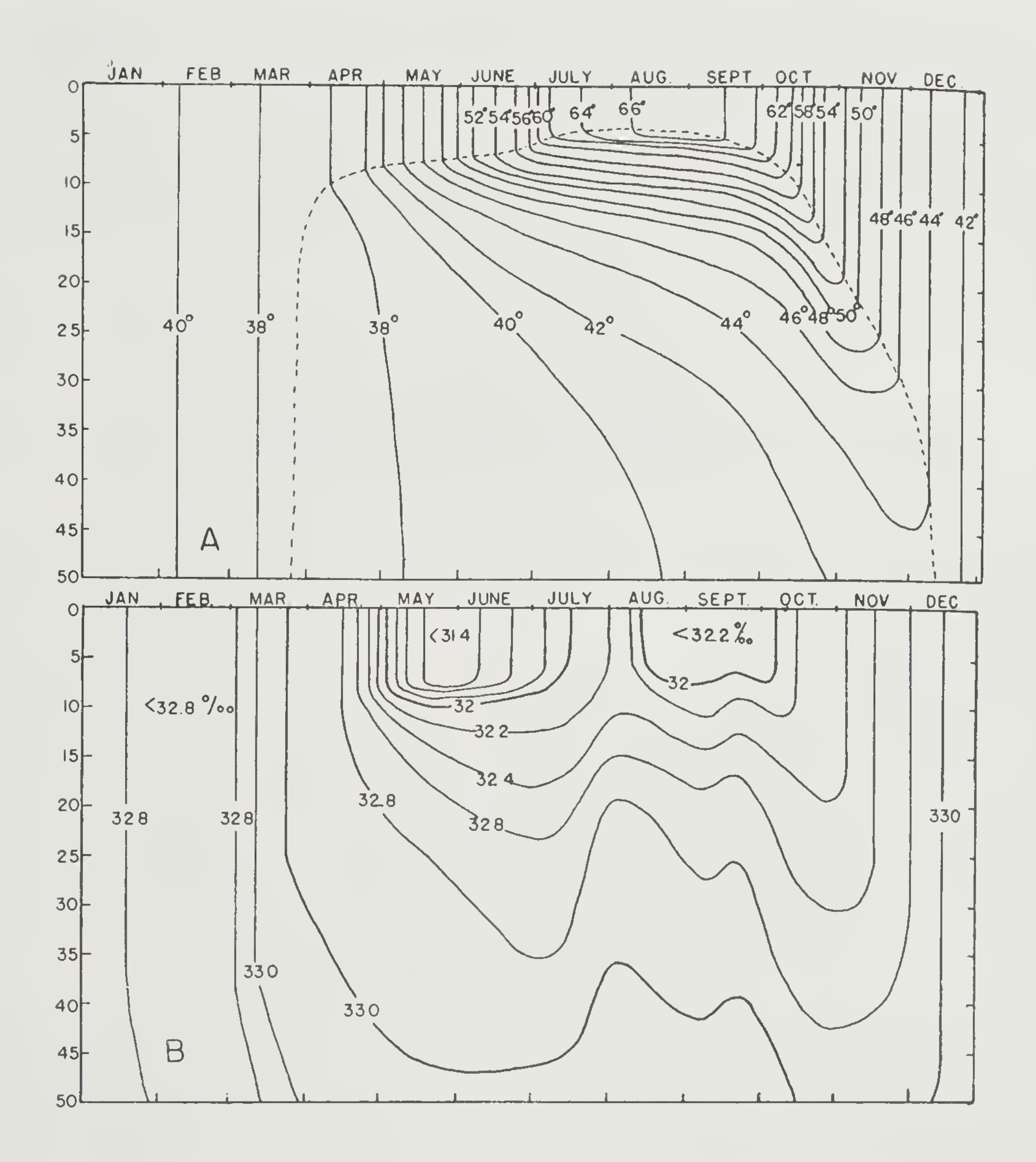


Figura 17. Ciclo estacional de temperatura (A) y salinidad (B) en el Golfo de Maine. Las observaciones fueron realizadas 30 millas al este de Cape Cod, en profundidad de 130 brazas.

Para definir el alcance en términos prácticos aplicables, construyóse la Figura 18B. Suponiendo que la profundidad del emisor sónico es de 13 piés, el alcance máximo del rayo de sonido directo fué computado en tres niveles diferentes. Durante Diciembre, Enero y Febrero, el rayo de sonido directo, alcanzará un objeto dentro de los 60 piés superiores, a distancias sobrepasando 8.000 yardas. A comienzos de primavera, tan pronto como se forma la termoclina secundaria, el alcance disminuye bruscamente y luego va decreciendo gradualmente hasta pleno verano. En otoño, el

alcance vuelve a aumentar pero más gradualmente, siguiendo el incremento del espesor de la capa superficial mezclada por el viento. Dicha correlación entre la profundidad de la capa homogénea en la superficie y el alcance máximo del rayo sónico directo, es aplicable a la Figura 16, para las aguas frente a Montauk y a la Figura 14, en el mar de los Sargazos.

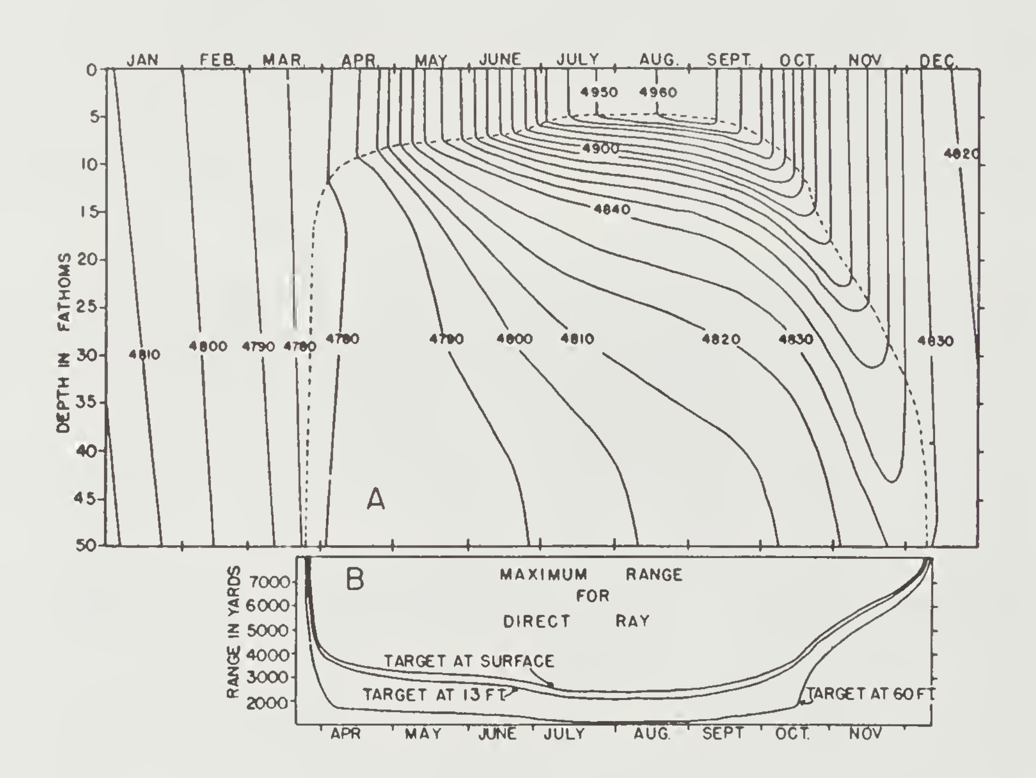


Figura 18. Cambios estacionales en la velocidad del sonido (A) en el Golfo de Maine, computados de observaciones utilizadas en la construcción de la Figura 17. La curva de guiones delimita las aguas donde el gradiente de velocidad es negativo; siendo positivo fuera de ella. En el diagrama B, el alcance máximo para un rayo de sonido directo fué calculado para los meses en los cuales aparece un gradiente negativo.

Maximum Range for Direct Ray := Alcance Máximo para Rayo Directo.
Target at Surface= Objeto en la Superficie. En A= Prof. en brazas
En B= Alcance en Yardas

A fin de demostrar el cambio estacional en temperatura y salinidad producido exclusivamente por el clima local, la región debe estar relativamente libre de corrientes, mientras que la mayoría de las observaciones oceanográficas sean realizadas, con el objeto de estudiar aquellas. Además, disponer para cada mes de datos

referidos a intervalos de profundidad poco espaciados. En las áreas costeras, las observaciones de temperatura y salinidad se han logrado generalmente, en el curso de investigaciones con fines de pesca. Por consiguiente, la mayoría de los datos corresponde a los meses de primavera y verano, cuando ocurren importantes cambios biológicos. Por otra parte, para las aguas alejadas de la costa en latitudes medias, se han realizado pocas observaciones en invierno, mientras que en latitudes bajas, es reducida la cantidad de datos para los meses de verano.

f) El Ciclo Térmico Diurno en los Niveles Superficiales

Hemos observado que la simple representación del oceáno en tres niveles, según Figura 8, sólo existe en realidad durante los meses de pleno invierno, debido que tal curva de temperatura-profundidad en las 50 brazas superiores o más, lleva superpuesto el ciclo estacional ilustrado en la Figura 13. Resulta que en la mayoría de las estaciones del año, la capa superficial del oceáno abierto, mezclada por el viento, queda separada del horizonte con la termoclina permanente por una termoclina secundaria, de intensidad y profundidad variable. Dicha estructura resulta extricta durante la noche solamente, pues existe un ciclo térmico diurno superpuesto sobre el ciclo estacional.

La importancia de esta absorción y entrega diaria de calor, en relación con los métodos de ecomedición supersónicos, no es explicable todavía, no habiendo sido observados con precisión en muchas regiones marítimas. Sabemos que una brisa suave y en ciertas circunstancias, forman durante la mañana la tercera termoclina en profundidades de escasas brazas. A medida que va transcurriendo el día, ella aumenta gradualmente de profundidad, perdiendo intensidad hasta gradualmente las 4 de la tarde. De ahí en adelante y, hasta las primeras horas de la mañana, la superficie pierde calor y la termoclina diurna disípase rápidamente, de similar manera que la termoclina secundaria se profundiza y decrece de profundidad durante el otoño. Resumiendo, bajo ciertas condiciones climáticas y de viento, el ciclo térmico diurno es comparable con el ciclo térmico estacional, aunque en escala mucho menor.

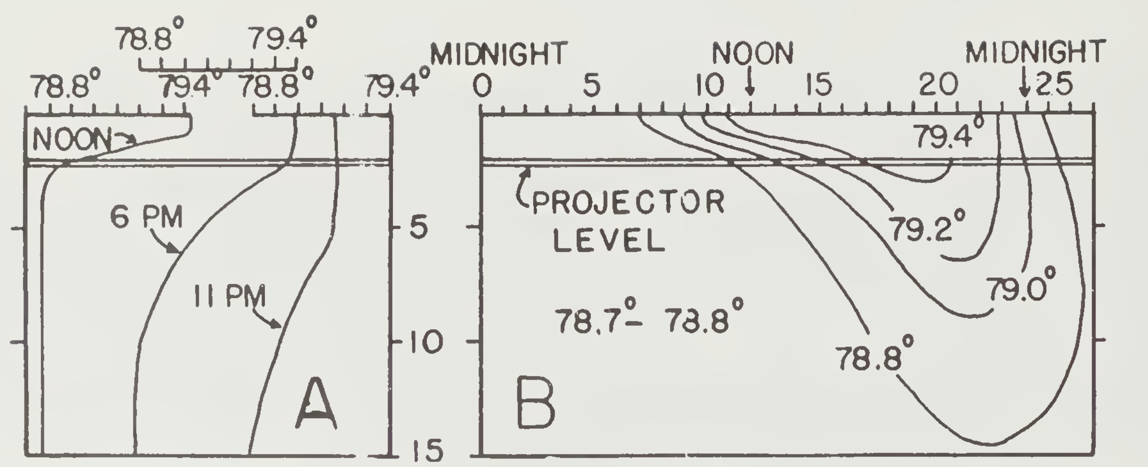


Figura 19. Curvas de temperatura-profundidad (A) de las 15 brazas superiores que muestran el intercambio diurno de calor con vientos suaves en el Caribe. El ciclo completo aparece en el diagrama (B).

Midnight= Medianoche; Noon= Mediodia;
Projector Level= Nivel del Proyector;

El ciclo diurno puede ilustrarse mediante una serie de observaciones obtenidas en el Caribe en un día, cuando, los vientos eran suaves (fuerza inferior a 3). La Figura 19A, presenta varias curvas de temperatura-profundidad para las 15 brazas superiores, comparables con la Figura 12B. Ilustrado de otra manera, el ciclo diurno puede mostrarse tal como lo indica la Figura 19B, en cuyo caso el diagrama resulta comparable al de Figura 13, pero con la escala del tiempo reducida a 24 horas y las isotermas trazadas cada quinto grado.

Las profundidades hasta las cuales se extiende este ciclo diurno, dependen no sólo de la fuerza del viento y la estación del año, sino también de la nubosidad y la humedad del aire dentro de unos pocos piés de la superficie del mar. Se cree que el ciclo diurno, mostrado en la Figura 19, es bastante extremado, tanto en la cantidad de calor absorbido, como en el grado de estabilidad que se desarrolló en las profundidades críticas para la ecomedición. Con viento más fuerte, mayor nubosidad y aire menos húmedo, el ciclo diurno sólo podrá observarse con termómetros sumamente sensibles. En pocas palabras, durante gran parte del tiempo y sobre extensiones oceánicas, la ganancia y pérdida diaria del calor en la capa superficial, es probable sea insuficiente para interferir seriamente con la ecomedición.

El ciclo diurno tampoco resulta acompañado de marcadas variaciones en la salinidad.

En base a los datos oceanográficos presentados, pueden formularse las siguientes conclusiones, referentes al alcance efectivo de la propagación horizontal del sonido en el mar :

(a) Las condiciones de ecomedición mejoran gradualmente durante el comienzo del otoño (Hemisferio Norte) y, llegado Noviembre o Diciembre, existe en latitudes medias una napa superficial profunda mezclada por el viento. Las condiciones más favorables serán hasta mediados de Marzo o más tarde, cuando por efecto del calentamiento de la superficie, se desarrolla suficiente estabilidad como para disminuír sensiblemente el límite inferior del horizonte mezclado por el viento. Dicha secuencia de variaciones, resulta indudablemente inversa al Sur del Ecuador, por serlo así las estaciones del año.

(b) El intercambio calórico diurno entre el mar y la atmósfera, - con menor importancia - especialmente cuando los vientos son suaves, podrá producir durante el día cierta estabilidad térmica en profundidades críticas para la ecomedición. Por lo tanto, en general, las condiciones mejorarán de noche y con tiempo nublado, que de día cuando el sol es brillante.

(c) Mientras que sobre la mayor parte del océano, la profundidad de la napa superficial mezclada por el viento, depende fundamentalmente de los ciclos estacionales y diurnos de la temperatura, el efecto de las corrientes en otras áreas, es igualmente importante. Cualquier intento por estimar el alcance horizontal del sonido cerca de la superficie, necesita considerar también ciertos factores geográficos.

g) Estructura Horizontal de los Niveles Superficiales

Como ilustración de los factores geográficos que afectan el problema de la ecomedición, examinaremos en primer término, la napa superficial de la mitad occidental del Atlántico Norte, aplicando conceptos de la oceanografía física moderna.

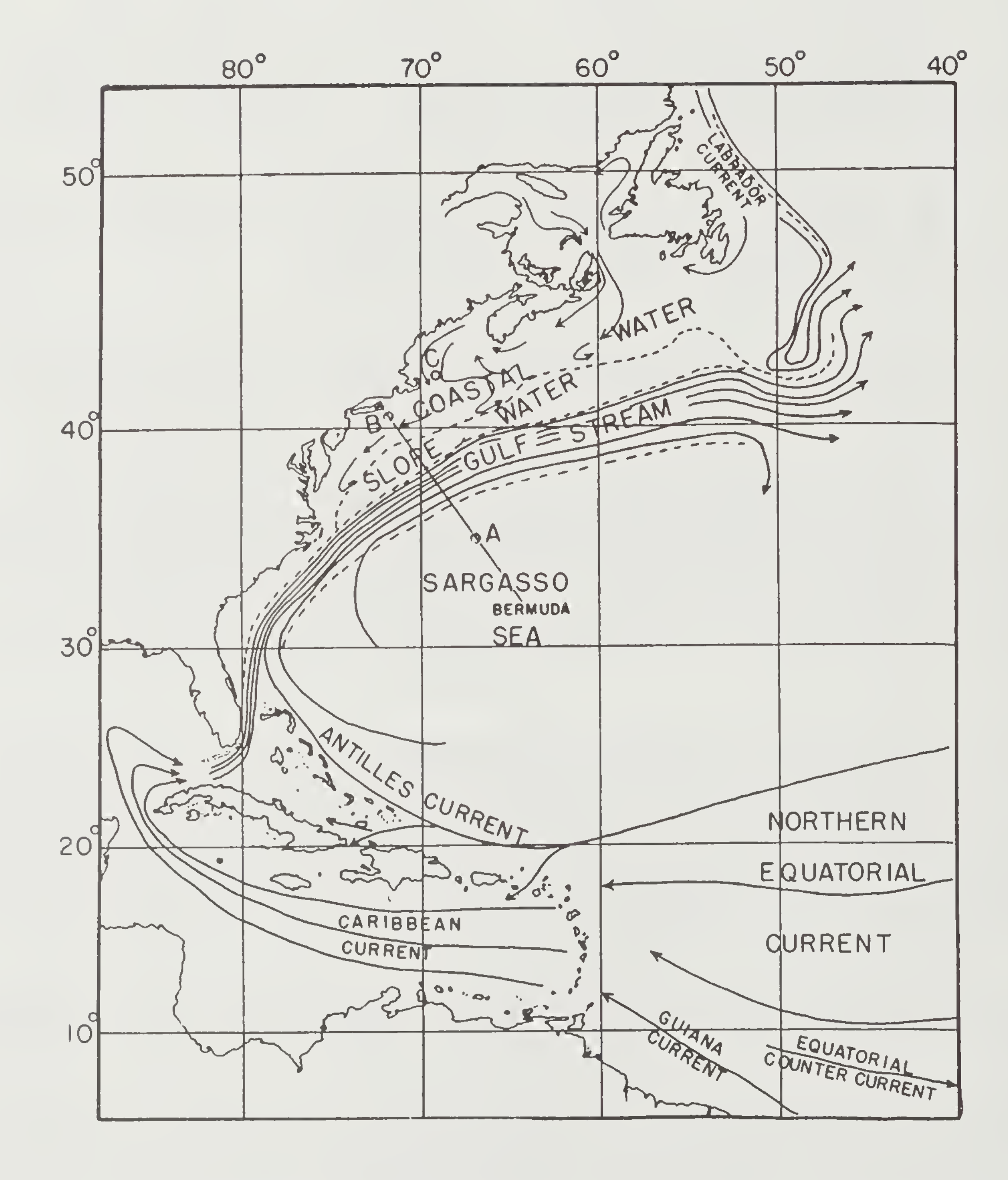


Figura 20. Representación diagramada de las corrientes principales de la porción occidental del Atlántico Norte. Las líneas llenas indican la dirección del flujo en profundidades debajo del límite de la acción de los vientos locales. En el caso de la Corriente del Golfo, los límites laterales con guiones, quedan algo más distanciados de lo que ocurre en cualquier otro instante, dado que la corriente modifica su posición. También se encontrará la ubicación de las tres áreas para las cuales se dispone de datos estacionales completos: lado occidental del Mar de los Sargazos (A), aguas costeras frente a Montauk Point (B) y aguas costeras del Golfo de Maine (C).

Las corrientes permanentes regionales aparecen en la Figura 20. Pueden subdividirse en dos grupos:

(a) Las corrientes en aguas profundas, tales como la del Golfo y la corriente Norecuatorial, que derivan su energía de la circulación general de los vientos sobre la totalidad del océáno.

(b) Las corrientes que fluyen sobre la plataforma y a lo largo del talúd continental, como la del Labrador, originada por la afluencia de las aguas fluviales. En el primer grupo (con ciertas excepciones menores), la salinidad disminuye con la profundidad, mientras que en el segundo (excepto en pleno invierno), la salinidad aumenta con la profundidad y, por consiguiente, contribuye con la estabilidad térmica existente.

Dentro de una corriente, la turbulencia resulta mayor que en aguas relativamente inmóviles. Es así que en el interior de las corrientes, la turbulencia producida por el flujo se agrega a la turbulencia ocasionada por el viento y, usualmente una napa más espesa de agua mezclada en la superficie, que en sus bordes. La capa de superficie sobre una corriente puede diferenciarse en cierto modo, de las aguas superficiales en ambos costados, debido al transporte efectivo del agua, especialmente donde la corriente tiene dirección pronunciada de norte a sur. Como es de esperar, la napa superficial de una corriente hacia el norte, es más templada que el agua en sus costados y, aquella que fluya al sur es más fría. Por tal razón, los márgenes de las corrientes que contienen componentes norte-sur, constituyen los límites en la estructura horizontal de la napa superficial, como indican las líneas de guiones de Figura 20. Dentro de cada una de las subdivisiones geográficas indicadas de esta manera, las condiciones de ecomedición horizontal serán más o menos uniformes, presentando ciclos estacionales y diurnos comparables. Sin embargo, en los márgenes de dichas corrientes, particularmente a lo largo del márgen izquierdo en el Hemisferio Norte (márgen derecho en el Hemisferio Sur), las dos masas de agua diferentes no se mezclan con facilidad, produciendo a veces estructuras térmicas complejas que pueden interferir substancialmente la propagación del sonido. Por consiguiente, los límites de tales subdivisiones en la Figura 20 (indicados con línea de guiones), son inciertos para la ecomedición. Además, en corrientes fluyendo de este a oeste en latitudes bajas, como la corriente Norecuatorial, los gra-

dientes horizontales de temperatura y salinidad son mucho menos pronunciados.

Obsérvese que los límites en Figura 20, son en general, paralelos a la costa, de manera que a medida que un buque navega fuera de la costa desde un puerto al norte de Cabo Hatteras, atravesará tres franjas angostas de agua, donde las condiciones sónicas serán distintas. Por otra parte, siguiendo la dirección de la costa, toda embarcación mantendrá idénticas caracterízticas en las aguas, durante considerable distancia. Conviene examinar la estructura vertical y horizontal, siguiendo perfiles aproximadamente perpendiculares al sistema de corrientes, por ejemplo, a lo largo de la línea (indicada en la Figura 20), que se extiende desde Montauk Point, Long Island, hasta Bermuda.

Las condiciones térmicas invernales sobre dicho perfil en las 50 brazas superiores, aparecen en Figura 21. En tal estación, hay poca estabilidad en la capa superficial y las condiciones de transmisión del sonido son óptimas. Cerca de la costa, las aguas están mezcladas desde la superficie al fondo, no obstante, el aumento de la temperatura hacia el oceáno. En consecuencia, las isotermas regionales son casi verticales y no presentan contrastes laterales pronunciados en la superficie hasta alcanzar un punto sobrepasando el borde de la plataforma continental. Allí, las apretadas isotermas del diagrama señalan el límite exterior de las aguas costeras, relativamente frías y dulces. Debajo de las 20 brazas, a lo largo de este límite oblicuo, el agua es aparentemente inestable. Sin embargo, este aumento de la temperatura con la profundidad es contrarrestado por la salinidad, relativamente baja de las aguas costeras. Entre dicho punto y la Corriente del Golfo, existe una franja de 80 millas de ancho, definida en la oceanografía como el "área de agua del talúd". En esta zona, aparece en otras estaciones del año una estructura complicada, pero en invierno la capa superficial hallláse bién mezclada hasta suficiente profundidad, que asegura buenas condiciones de propagación. El diagrama destaca que, en pleno invierno la temperatura es alrededor de 10°F, superior en las aguas del talúd que en las costeras.

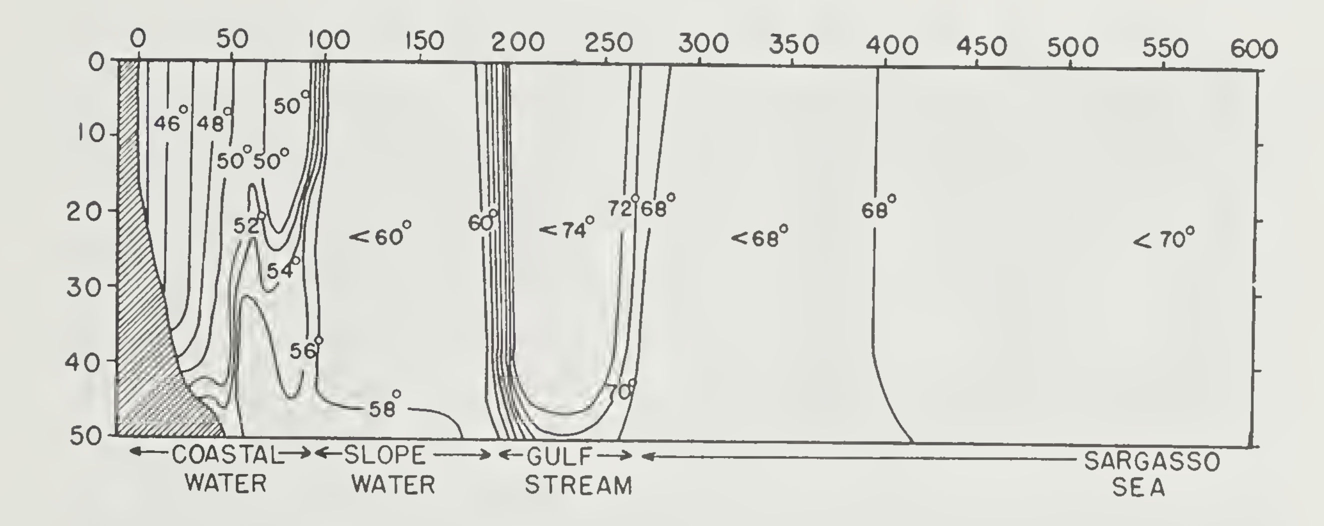


Figura 21. Distribución térmica en Enero. Perfil entre Montauk Point y Bermuda. La exageración en la escala de profundidades (también en Figuras 22 y 23), muestra las isolíneas verticales muy juntas, pero ello no indica inestabilidad. Por el contrario, en el contacto entre las aguas del talúd y la Corriente del Golfo, el agua caliente queda superpuesta sobre el agua fría por espacio de 10 millas.

Coastal Water= Aguas Costeras; Slope Water= Agua de Declive; Gulf Stream= Corriente del Golfo;

Las aguas del talúd quedan separadas de las más cálidas de la Corriente del Golfo, por otra zona bién definida de transición térmica, pero en el márgen austral de la corriente, existe un cambio menos brusco, al alcanzar el Mar de los Sargazos que es algo más frío. De esta manera, las cuatro subdivisiones indicadas en la Figura 20, pueden distinguirse en el perfil de temperaturas en pleno invierno (Figura 21). Pero en los cuatro tipos de aguas, las isotermas para las 40 brazas superiores son tan verticales (o indican aumento de temperatura con la profundidad), que poca estabilidad podría prevalecer. Salvo, la posible excepción del horizonte entre 40 y 50 brazas en aguas del talúd, de la Corriente del Golfo y en las tres zonas limítrofes, resulta previsible encontrar en pleno invierno en dicho perfil, de 600 millas de extensión, excelentes condiciones de ecomedición.

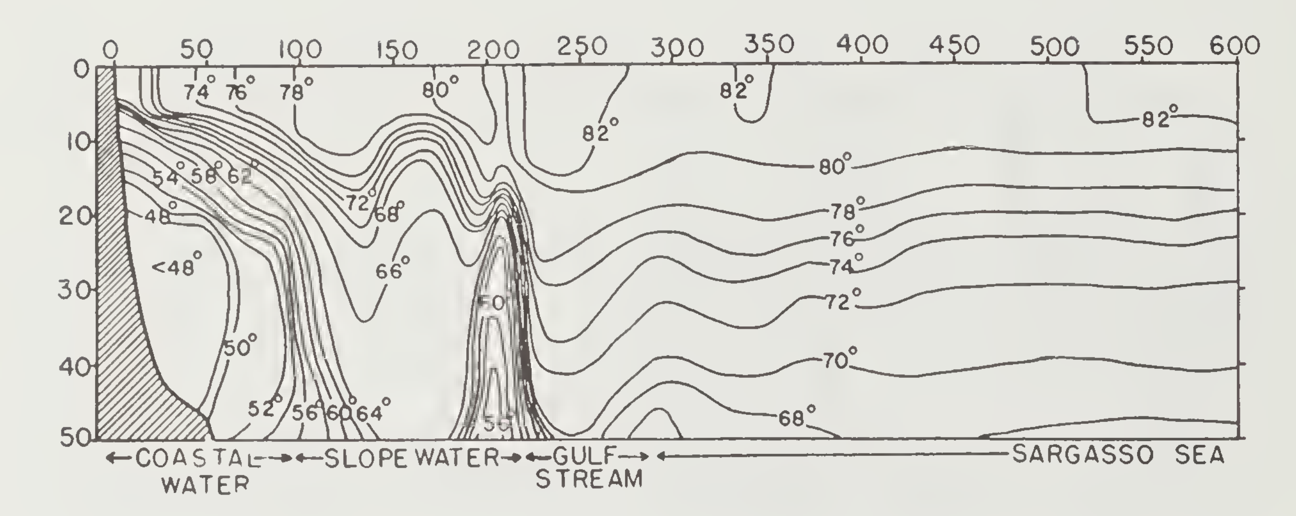


Figura 22. Distribución térmica en Agosto. Perfil entre Montauk Point y Bermuda.

Las condiciones de pleno verano a lo largo del perfil (Figura 22), poseen abrupto contraste, pues en este caso, muchas de las isotermas, tienen una orientación casi horizontal, indicando condiciones estables. Ello es consecuencia de la formación de la termoclina secundaria, producida por el calentamiento de la napa superficial. Obsérvese que, sobre la plataforma continental, el agua superficial es 26°F más caliente que la del fondo y, que la mayor parte del gradiente comprende profundidades entre 5 y 21 brazas. Esta napa de estabilidad máxima aumenta ligeramente de profundidad al alejarse de la costa, pero al norte de la Corriente del Golfo, el horizonte de aguas mezcladas en la superficie, nunca alcanza más de 12 brazas de espesor.

El límite oceánico de las aguas costeras es señalado por la concavidad exterior de las aguas relativamente frías, a profundidades entre 25 y 45 brazas. Nótese también que, debajo de esta capa de temperatura mínima, de igual modo que en invierno, el agua parece ser inestable desde el punto de vista de la temperatura.

En la franja de agua del talúd, las isotermas, particularmente entre 58° y 64°F., presentan una configuración ondulante. Ello es consecuencia de un extenso remolino en el sentido del movimiento de las agujas del reloj, ubicado al norte de la Corriente del Golfo, durante el intervalo de observación del perfil. Tales meandros son frecuentes.

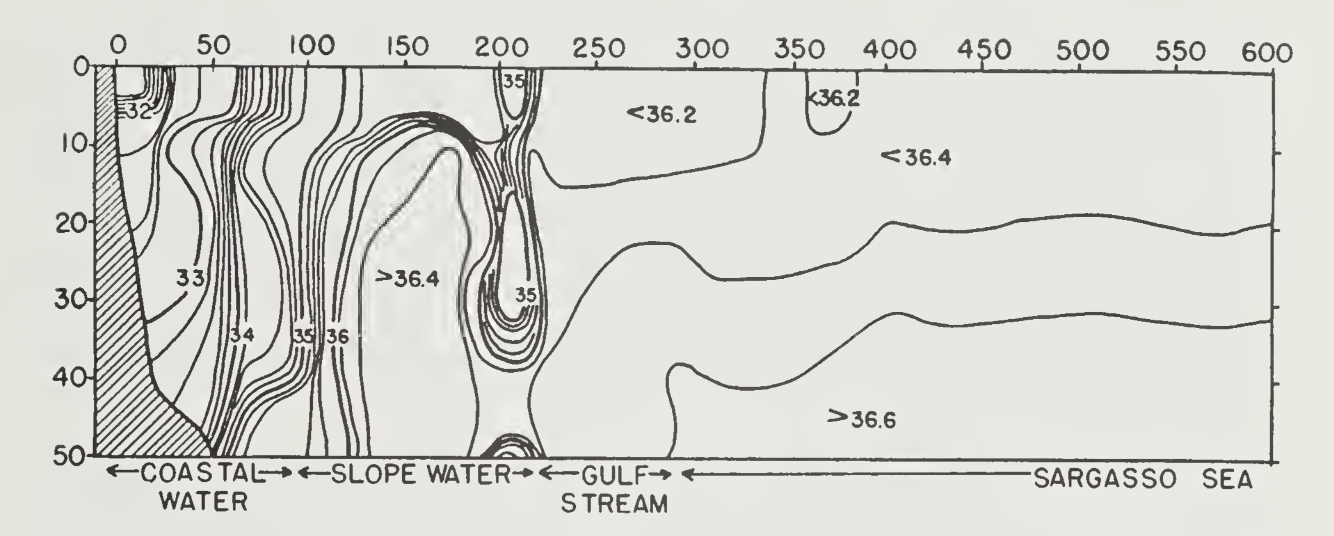


Figura 23. Distribución de la salinidad en Agosto. Perfil entre Montauk Point y Bermuda.

El borde septentrional de la Corriente del Golfo, queda nítidamente señalado por las apretadas isotermas, a distancia aproximada a las 210 millas de la costa. El espesor de la napa superficial mezclada por el viento, con temperaturas superiores a los 82°F., aumentó a 15 brazas encima de la corriente. Obsérvese que el agua de la Corriente del Golfo, era sólo unos 2°F más caliente que el agua en las profundidades correspondientes, del Mar de los Sargazos y allí la termoclina secundaria fué mucho menos pronunciada que al norte de la corriente. Sin embargo, al sur de la Corriente del Golfo, existía suficiente estabilidad térmica en cualquier punto debajo de las 12 o 14 brazas, prevaleciendo así condiciones indiferentes de transmisión acústica.

La distribución de la salinidad en pleno invierno, posee similares caracterízticas que la estructura térmica, mostrada en Figura 21, porque en cada una de las cuatro zonas, la acción mezcladora del viento penetró como mínimo, hasta las 40 brazas. Por ello, desde el punto de vista acústico, escasa ganancia brindaría agregar un diagrama con las observaciones de la salinidad, obtenidas junto con los datos de la temperatura. Dicho diagrama, sólo mostraría que las aguas costeras poseen salinidades de 33‰, el agua del talúd 35‰, la Corriente del Golfo 36,4‰ y el Mar de los Sargazos 36,6‰.

Por otro lado, en pleno verano los gradientes verticales de salinidad son importantes (Figura 23). Del diagrama aparece que, en las aguas costeras la salinidad superficial fué aproximadamente 1 parte en mil inferior que cerca del fondo, mientras que en la franja de agua del talúd existían diferencias hasta de 1, 2 partes por mil, entre la superficie y las 50 brazas. En la Corriente del Golfo y en el Mar de los Sargazos, tal gradiente vertical de salinidad fué mucho menor, alcanzando sólo 0, 4 partes por mil. Además, en estas dos masas de agua el aumento de la salinidad con la profundidad, resultó menos gradual.

Hemos señalado anteriormente que, en general en el océáno abierto, la salinidad disminuye con la profundidad. ¿Porqué, entonces las aguas de la Corriente del Golfo y las del Mar de los Sargazos, muestran en la Figura 23, un gradiente opuesto? Considerando la columna de agua fuera de la costa como un conjunto, la salinidad disminuye con la profundidad, pero en la napa superficial hallánse algunas excepciones. La explicación en este caso, consiste en que las observaciones provienen del verano, cuando la salinidad en la superficie es ligeramente inferior que en invierno. En las aguas fuera de la costa, la salinidad cerca de la superficie queda determinada por el equilibrio entre la evaporación y la precipitación. En la región occidental del Atlántico Norte, las lluvias son relativamente constantes durante todo el año. Sin embargo, en invierno la evaporación es mucho más pronunciada que en verano. No sólo los vientos invernales son más fuertes, sino también más secos que en verano. Este marcado ciclo estacional en la evaporación, es la causa de la variación estacional de la salinidad en la superficie, alcanzando la variación en el Mar de los Sargazos desde 36, 6‰ en invierno a 36, 2‰ en verano. Por tal razón, los perfiles estivales (Figura 23) indican ligero aumento en la salinidad con la profundidad, pero desde el punto de vista de la propagación del sonido, este factor favorable queda completamente superado por la termoclina secundaria.

El diagrama de salinidad, muestra también que, a lo largo del borde septentrional de la Corriente del Golfo, hallánse en contacto directo, masas de agua muy dulces (35‰) con aguas salinas 36, 2‰) de la corriente. Tales pronunciados contrastes de la salinidad, son muy comunes sobre el márgen izquierdo de la Corriente del Golfo y agregan nuevas dificultades a la acústica submarina.

Por ello, considerando los gradientes verticales y laterales del límite norte de la corriente, constituye una zona muy difícil de transmisión.

Tal como mencionamos anteriormente, cualquier sección normal a la orientación de la costa, desde Cabo Hatteras hacia el este, tendría la misma estructura básica presentada en Figuras 21 a 23. Indudablemente que, el ancho de las aguas costeras y del talúd varía algo desde un punto a otro de la costa, pero en cada franja la estabilidad será comparable en dirección paralela al continente, independiente de la estación del año.

El ciclo estacional completo de estabilidad térmica fué provisto para las aguas costeras, en proximidad a Montauk Point (Figura 15) y la región occidental del Mar de los Sargazos (Figura 13). Las variaciones estacionales dentro de la napa superficial de la Corriente del Golfo son casi idénticas al anterior, excepto que el aumento de turbulencia mantiene una napa superficial homogénea, ligeramente más profunda en el transcurso del año. Las condiciones en la franja de agua del talúd, no pueden sistematizarse tan fácilmente. En primer lugar, el límite externo de las aguas costeras relativamente dulces, varía muchísimo, dependiendo de los vientos predominantes y luego, las aguas calientes de la Corriente del Golfo se descargan con frecuencia en la superficie norte de la corriente. Así, los gradientes verticales de salinidad en la franja de agua del talúd, son comparables a las condiciones reinantes en las aguas costeras, mientras que en un lugar próximo, o en otro instante, las aguas serán irreconocibles respecto de la Corriente del Golfo. Resumiendo, las aguas del talúd representan una zona de mezcla para las aguas costeras y del Golfo, siendo sólo ocasional que el proceso de mezcla resulte suficientemente completo, como para decir que predominan condiciones intermedias. Por tales razones, sólo durante los meses de pleno invierno, es posible predecir con cierta certeza, cuáles serán las cualidades de transmisión del sonido en esta franja de aguas. Afortunadamente, dichas zonas donde masas de agua distintas se mezclan continuamente, debido a la turbulencia en gran escala, no ocupan extensas regiones del mar. Además sus límites pueden delínearse con las observaciones oceanográficas existentes. En otros lugares, los gradientes verticales y horizontales son mucho más graduales y predecibles con

con cierta certeza, tomando en cuenta los factores estacionales y diarios.

Con el propósito de acentuar, el decisivo control que la temperatura ejerce sobre los gradientes de velocidad del sonido, en las distintas subdivisiones geográficas de la región occidental del Atlántico Norte, procedióse a convertir los datos oceanográficos de pleno invierno y verano del perfil Montauk Point-Bermuda, en velocidades sónicas según Figura 24.

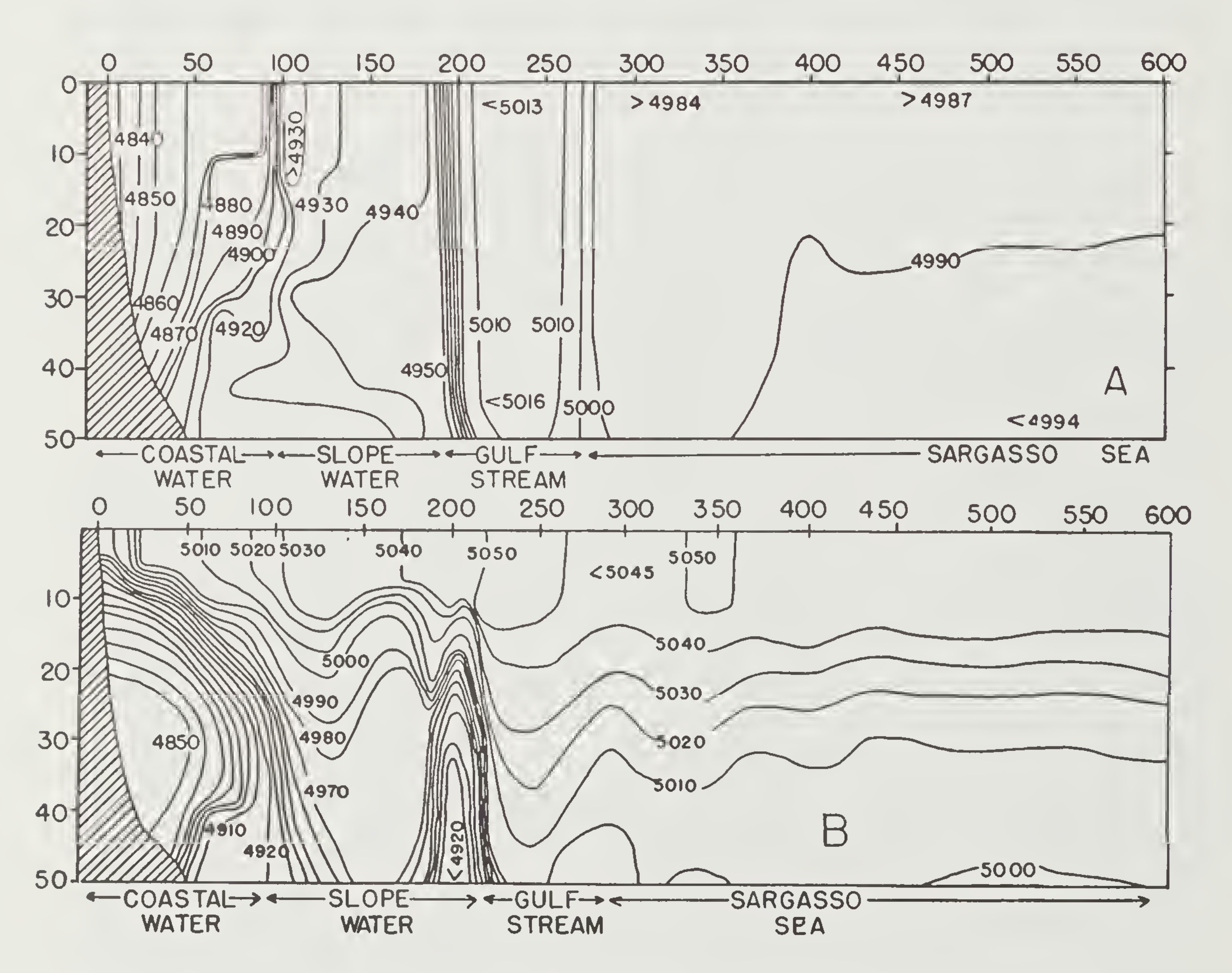


Figura 24. Velocidad del sonido (piés/segundo), (A) en Enero y (B) para Agosto. Perfil entre Montauk Point y Bermuda.

La comparación de estos perfiles de la velocidad, correspondientes a la temperatura (Figuras 21 y 22), muestra la sorprendente similitud entre la distribución de la temperatura y la velocidad del sonido. En pleno invierno (A), salvo en profundidades entre

40 y 50 brazas, en aguas del talúd y en la Corriente del Golfo, el gradiente de velocidad del sonido es siempre positivo, mientras que en pleno verano (B) es negativo, con excepción de las aguas sobre la plataforma continental. En el primero de los casos, la excepción es consecuencia de la poca estabilidad térmica (ver Figura 21) y en el segundo, por las aguas de fondo cerca del borde continental relativamente calientes, (ver Figura 22). Pero como ya hemos visto en relación con la Figura 16, en verano las aguas de favorable transmisión cercanas al fondo sobre la plataforma continental, no son utilizables por embarcaciones de superficie.

Del examen de los ciclos estacionales y diurnos y, de las estructuras vertical y horizontal de las aguas de la costa oriental de los Estados Unidos, parece aceptable concluír que las variaciones en la salinidad, aunque a veces importantes para mantener la estabilidad, desempeñan papel secundario en la determinación de las cualidades de la transmisión del sonido en las 50 brazas superiores.

h) Interacción entre la Superficie del Mar y la Atmósfera

Cuando la superficie del mar va adquiriendo calor, prevalece la tendencia de estabilidad creciente y las cualidades de propagación del sonido en el agua, disminuyen. Si la superficie del mar pierde calor, de modo que las aguas próximas a la superficie tienden a volverse ligeramente inestables, los vientos son capaces de mantener un horizonte relativamente profundo de aguas mezcladas, adónde el efecto de la presión impedirá que el sonido sea refractado hacia abajo. La importancia del intercambio calórico en la superficie, es igualmente significativo, ya sea considerando las variaciones estacionales o diurnas. Además, el problema de la turbulencia en la napa superficial está íntimamente relacionado con el intercambio térmico entre el mar y la atmósfera.

En la superficie del mar convergen dos disciplinas científicas: la oceanografía y la meteorología. Desde el punto de vista oceanográfico, la fuerza ejercida por el viento sobre la superficie arrastra las corrientes desde arriba y, según la meteorología, el mar retarda los vientos desde abajo. En el oceáno, las corrientes decrecen de velocidad con la profundidad, mientras que en la atmósfera, los vientos aumentan la velocidad en función de la altura. Estos gradientes verticales de velocidad y la turbulencia acompa-

ñante, hallánse íntimamente vinculados con la estabilidad o su ausencia en ambos medios.

Como simplicación, imaginemos que la turbulencia tiene dos componentes: una vertical y otra horizontal. Adónde la estabilidad es grande, la componente vertical es pequeña y el proceso de mezcla debe manifestarse principalmente en movimientos laterales. Tanto en el aire o aguas estables, podemos suponer que el movimiento turbulento es aplanado desde arriba. En tales circunstancias, la componente horizontal aumenta. Por otra parte, donde no existe estabilidad, las componentes horizontales y verticales del movimiento turbulento serán aproximadamente iguales.

La turbulencia en la napa superficial del mar es comparable a un sistema de remolinos, especialmente bajo condiciones estables. Estos movimientos giratorios ocurren en varias escalas definidas. Existe primeramente, movimiento molecular, pero es un fenómeno de escala tan pequeña, que cumple sólo una insignificante parte de la mezcla. Prosigue la turbulencia normal en pequeña escala, agente principal de la mezcla eólica. En este caso, la escala de los remolinos es del orden de magnitud de pulgadas o, como máximo algunos piés. La turbulencia en esta escala, también es producida por el arrastre tangencial en aguas, adónde la velocidad del flujo varía gradualmente con la profundidad. Luego existen remolinos que pueden tener aproximadamente una milla o más de diámetro, por ejemplo, los que cabría esperar a lo largo de los márgenes de una corriente poderosa. El próximo paso contempla remolinos entre 60 y 100 millas de diámetro. Finalmente, el proceso de mezcla ocurre en escala oceánica, originando los sistemas permanentes de corrientes. El segundo de los tamaños típicos de remolinos, con dimensiones del orden de magnitud de pulgadas o algunos piés, es el de mayor importancia en la transferencia de la energía entre la superficie del mar y la atmósfera. Las olas constituyen una de las manifestaciones de tal movimiento turbulento.

En condiciones estables, el calor absorbido del sol en los niveles superficiales del agua, es transportado hacia abajo, fundamentalmente por la mezcla eólica. Como demostramos con anterioridad, cuando la superficie del mar adquiere calor, los vientos sólo pueden mantener una napa relativamente poco profunda, de aguas completa-

mente mezcladas. Durante períodos de calmas, puede encontrarse estabilidad térmica pronunciada en los 10 piés superiores. Pero, ni los vientos fuertes del verano mantienen en la superficie un horizonte homogéneo a más de 60 o 100 piés de profundidad.

Mientras la superficie entrega calor, se agrega la convección a la turbulencia del viento y el horizonte homogéneo superficial, profundízase rápidamente. La convección es independiente del viento y se manifiesta durante calmas y temporales. La convección es el movimiento que ocurre, cuando debido al enfriamiento y por intermedio del incremento en la salinidad (consecuencia de la evaporación), el agua próxima a la superficie se torna más pesada que aquella subyacente.

¿Qué procesos producen pérdida o ganancia calórica? Mencionaremos en primer término la conducción, que consiste del intercambio directo de calor debido al contacto entre el aire y el agua. Sólo el 5% del calor transferido a través de la superficie del mar, atríbuyese a la conducción. Mecanismo mucho más eficiente es la absorción de la radiación solar, dado que, siendo el agua relativamente transparente a los rayos luminosos, el cambio térmico en este caso no queda circunscrito a la superficie inmediata. La transparencia del agua de mar es bastante variable, pero podemos decir aproximadamente que, la mitad de la energía de la radiación solar, penetra la primera media braza de agua. Algunas longitudes de onda quedan absorbidas casi por completo en esta napa y las restantes tienen mayor poder de penetración, de modo que un cuarto de la energía incidente continúa a profundidades superiores a las dos brazas.

La radiación no es un proceso reversible. El agua es mucho más opaca a la radiación de ondas largas originadas en el océano (o en la atmósfera), que a la radiación solar, donde gran parte de la energía queda concentrada en las ondas cortas o banda lumínica. En consecuencia, el albedo (radiación devuelta) del agua se origina en una delgada película superficial; la mayor parte de la energía emitida proviene de una napa superficial, con espesor inferior a un milésimo de pulgada. Así, la pérdida de calor por la radiación devuelta, proviene de una napa de espesor muy inferior de aquel que absorbe la radiación solar diurna. La superficie del océano puede compararse al techo de vidrio de un invernadero.

La celeridad con que la absorción de la radiación solar aumenta la temperatura del agua, depende de la altura del sol y presencia o ausencia de nubes, pero por lo general, este proceso es responsable del 95% del calor absorbido por el oceáno. El albedo constituye sólo el 40% del calor perdido por la capa superficial. El resto es producido mayormente, por la evaporación.

La evaporación es eficiente método para el enfriamiento del agua. Actúa en la superficie inmediata, acentúando el gradiente térmico de la película superficial producida por el albedo. Sin embargo, la mezcla y la radiación interna, formarán probablemente dentro de la película superficial, una napa inestable con una o más pulgadas de espesor. Durante el día y especialmente con tiempo despejado, seco y vientos suaves, se mantendrá una capa superficial relativamente densa, mientras la radiación solar reduce lentamente la densidad de otra napa subyacente de mayor espesor. En tales circunstancias, el agua superficial pesada habrá de desplazarse a través de la capa templada debajo de ella. El flujo producido por tal tipo de convección, sólo ha sido estudiado recientemente. No es fácil observar tales fenómenos en el oceáno; el comportamiento de los sargazos en el Atlántico Norte, brinda prueba convincente de la importancia de este proceso.

Las observaciones preliminares indican que, cuando el sargazo aparece esparcido desordenadamente, las aguas superficiales son estables. Mientras permanecen agrupados, señalan la acción de procesos de enfriamiento superficial. Las alineaciones del sargazo evidencian la convergencia del agua superficial relativamente densa, al hundirse a lo largo del plano vertical a través de las aguas subyacentes más templadas. Estas líneas de convergencia se extienden hacia sotavento, espaciadas entre 50 y 100 piés. Bajo dichas circunstancias, la capa superficial de agua posee una estructura celular importante para la ecomedición.

Tales células convectivas en la napa superficial, pueden no ser independientes de células similares en la atmósfera inmediata al mar. Múltiples observaciones atestiguan que el caso es probablemente un fenómeno general. Aparecieron, por ejemplo, franjas alternadas de movimiento convergente y divergente, en un lago donde era considerado el viento la causante, pero la importancia de

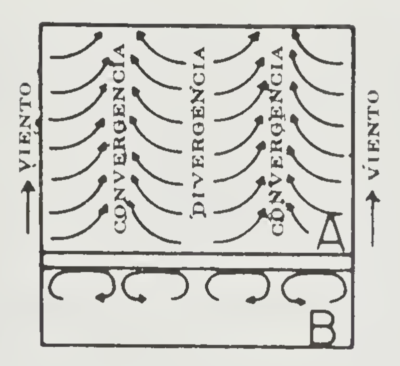


Figura 25. Representación esquemática de la convección próxima a la superficie con viento moderado. El corte horizontal aparece en (A), junto a la sección transversal del viento (B).

la evaporación en dicho proceso, recién fué evidenciada. El hecho de que las células queden siempre alíneadas con el viento, indica que el movimiento no es independiente de éste y también resulta significativo que la agrupación de los sargazos no fué observada, excepto bajo condiciones en que la película superficial enfrióse por evaporación y conducción.

El ritmo con que prosigue la evaporación depende de la sequedad del aire (indicada por la diferencia de temperatura entre los termómetros de bulbo húmedo y seco) y, cesa totalmente cuando el aire se halla saturado. La velocidad de la evaporación es también función de la velocidad del viento, siendo lenta en las calmas. La humedad relativa del aire, índice inverso de su sequedad, varía localmente con la dirección del viento. En el Hemisferio Norte, los vientos del sur son relativamente húmedos, mientras que los del norte tienden a más secos. Existe una distribución de la humedad en mayor escala, significativa para la acística submarina. En la parte occidental de los oceános, especialmente en invierno y en latitudes con vientos predominantes del oeste, los mismos son relativamente secos cuando soplan desde tierra. Resulta, fuera de la zona de los vientos alisios que, la evaporación es mayor al oeste que al este. Ello significa que en las latitudes en que predominan los vientos del oeste, la estabilidad térmica será más común en la napa superficial, en la mitad oriental de los oceános, que en la occidental.

La evaporación es también más rápida en la zona de las calmas y a lo largo del límite septentrional de los vientos alisios, que cerca del Ecuador. La considerable salinidad superficial de dichas zonas (ver Figura 11A), evidencia la sequedad relativa del aire. El sistema general de vientos es tal, que en las latitudes de las calmas, el aire es descendente. Por lo tanto, es comprimido y calentado mientras desciende; ello incrementa su capacidad de absorber los vapores de agua. Al converger los vientos alisios hacia el Ecuador, se saturan con vapor de agua, de modo que, tan sólo a lo largo del límite septentrional de los alisios (y en el Hemisferio Sur: el austral), resulta importante la evaporación. En el Ecuador, el aire convergente debe ascender, resultando en copiosas lluvias y la película superficial estable.

Células convectivas en gran escala, próximas a la superficie, serían causa de las reverberaciones en la recepción submarina. Además, el flujo de turbulencia y de convección dentro de esta napa, puede destruír las cualidades direccionales del sonido de alta frecuencia, al aproximarse a la superficie. Probablemente, hasta no conocer mejor la oceanografía física de los horizontes superficiales del agua de mar, tampoco comprenderemos cabalmente la propagación del sonido.

El efecto de los vientos en la formación de la turbulencia en la napa superficial ha sido expuesto brevemente, pero ellos ocasionan también el transporte efectivo del agua superficial. Donde los vientos son constantes, como en las zonas de los alisios, producénse despues de cierto tiempo fuertes corrientes, dado que la turbulencia transporta la energía de los vientos hacia abajo. Pero tales movimientos no son particularmente perjudiciales para la transmisión del sonido, ya que en las corrientes ocasionadas por vientos permanentes, la turbulencia producida por arrastre vertical, reduce también la estructura térmica del agua. Por otra parte, las brisas suaves de dirección variable son capaces de producir condiciones de propagación muy malas, si predomina la estabilidad. Ello es especialmente cierto cerca de la costa y a lo largo del límite de corrientes con definida componente norte-sur. Donde la salinidad y temperatura de la superficie varían horizontalmente, un viento temporario puede causar que una napa relativamente delgada de agua se superponga a otro cuerpo de agua de diferentes caracterízticas físicas. Por ejemplo, las aguas relativamente cálidas y sali-

nas de la zona del talúd en las afueras de Nueva Inglaterra, pueden ser arrastradas hacia la costa, cubriendo la capa superficial más fría y menos salina de las aguas costeras. En tales condciones, existirá poca o ninguna diferencia de ensidad entre los dos tipos de agua, pero el resultante gradiente térmico temporal, será inadecuado para la propagación del sonido. Ella es motivo para que las zonas limítrofes entre masas de agua diferentes, constituyan incertidumbres para la ecomedición.

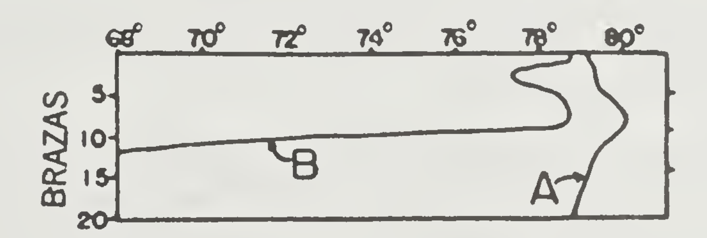


Figura 26. Curvas de temperatura-profundidad que ilustran el deslizamiento de una napa sobre otra por efecto de vientos suaves. Las observaciones para la curva A fueron realizadas en invierno en el extremo Atlántico del Canal de Panamá. La curva B muestra el caso complejo ocurrido en verano en la zona de aguas del talúd, al sur de Montauk Point. En ambos casos, la distribución de la salinidad sobrepasó la aparente inestabilidad térmica.

Cuando un viento moderado remueve dichas napas delgadas de agua con distintas caracterízticas físicas, arrastrándolas una sobre otra y, si existe escasa turbulencia para anular la estabilidad, prodúcese un horizonte superficial muy estratificado. En tales circunstancias, la estructura térmica vertical indicará a menudo inestabilidad. La Figura 26 expone dos ejemplos. Sin embargo, en tales casos, la inestabilidad aparente queda siempre contrarrestada por la salinidad. En otras palabras, prescindiendo de la temperatura, la capa de agua menos densa es llevada por el viento sobre otra napa más pesada.

Este tipo de estratificación no puede continuar, si el viento se mantiene con dirección constante, tampoco puede desarrollarse durante períodos en que la estabilidad cerca de la superficie es reducida. Es mucho más común en las proximidades de la costa

que en el oceáno abierto y fuera de los trópicos, sólo puede ocurrir durante la estación estival. Sin embargo, precisamente esta clase de estratificación fué en el pasado, la que hizo aparecer los problemas de ecomedición tan complejos. Afortunadamente, sólo en partes relativamente pequeñas del mar se encuentran en la capa superficial, contrastes horizontales lo suficientemente pronunciados, permitiendo que el efecto del viento sea posible.

i) Ondas Internas, Mezcla Producida por las Mareas y Afloramientos de Agua

Cuando la brisa es ligera, el ciclo térmico diurno y el deslizamiento de una capa estable sobre otra, por un viento moderado pueden combinarse para producir una complicada distribución de la temperatura en función de la profundidad, dentro de los 20 o 30 piés superficiales. La posición del emisor sónico, respecto a tales gradientes térmicos poco profundos, es extremadamente importante para los métodos de señalación horizontal. Por ejemplo, el alcance en la superficie será mucho mayor, si el espesor de la napa de agua mezclada por el viento es superior que la profundidad del proyector de sonido, que cuando el haz se genera en una napa térmicamente estable. Por ello es menester considerar, si las ondas internas que existen en todas las masas grandes de agua estable, pueden variar en espesor de las distintas capas superficiales, haciendo que el proyector permanezca primero en un tipo de agua y poco despues en otro. El término onda interna, aplícase a las ondas que se propagan a lo largo de la superficie divisoria (interfaz) entre dos napas de agua de diferente densidad.

En la termoclina principal existen ondas de 12 y 6 horas, que pueden modificar la profundidad de una isoterma dada, hasta en 150 piés en pocas horas. Dichas ondas internas, no son producto exclusivo de las mareas. Un temporal puede engendrar ondas superficiales, de la misma manera en que el mar de leva, puede recorrer grandes distancias desde la región de origen.

En las aguas costeras se han observado con frecuencia, dentro de la termoclina secundaria, ondas internas donce como cabría esperar, las amplitudes son mucho menores que en profundidades intermedias del oceáno abierto, pues naturalmente, la amplitud de

dicha onda deberá aproximarse a cero en la superficie. En la Figura 27, muéstrase una serie de observaciones obtenidas durante 24 horas en el Golfo de Maine, a fin de ilustrar la magnitud de las ondas de corto período, en una termoclina de verano. Creése, constituye un ejemplo extremo, debido a las fuertes mareas. Otras zonas indican ondas de aproximadamente la mitad de amplitud.

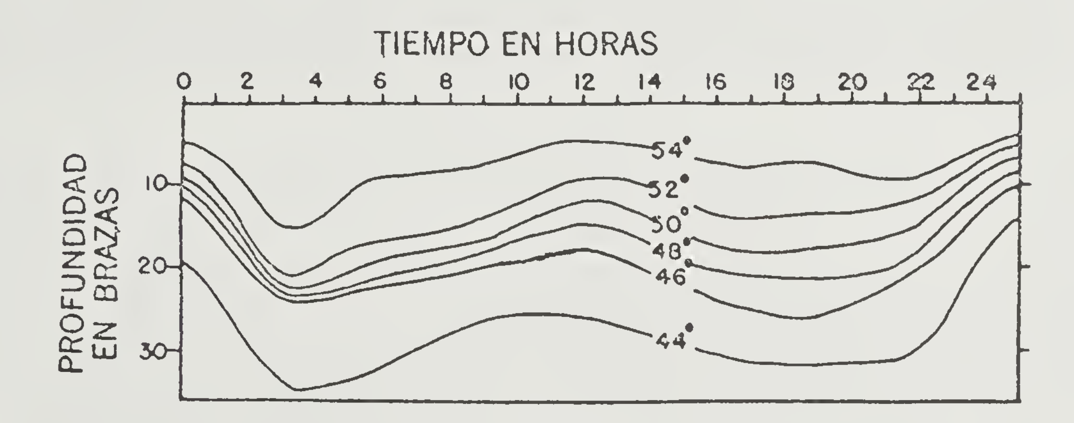


Figura 27. Ondas internas en la parte oriental del Golfo de Maine en verano. Las observaciones de temperatura fueron realizadas en intervalos entre una hora y media hora, durante un período de 25 horas.

El diagrama nos muestra que la isoterma de 54°, modifica la profundidad 60 piés en seis horas, mientras que la isoterma de 44° varía 100 piés en similar lapso. Así, dentro de la termoclina secundaria encontramos la evidencia de que la amplitud de las ondas internas disminuye hacia la superficie. ¿Cuál sería su amplitud en una profundidad de 15 piés, que es aproximadamente la del oscilador en la mayoría de las embarcaciones de superficie, equipadas para la ecomedición supersónica? Conjetura razonable sería que, la profundidad de la partícula de agua que se encuentra a 15 piés, puede cambiar 10 piés en profundidad, debido al paso de una onda interna. Sin embargo, la amplitud media de tales movimientos es probablemente, la mitad de este valor.

Si tales estimaciones son exactas, existen evidentes posibilidades que, para todos los casos donde aparezca la estructura térmica variable en profundidades cercanas al emisor sónico, el alcance variará con el paso de cada onda interna. El ciclo mareológico de 6 horas y media, debería controlar extensamente el período de tales variaciones del alcance. El significado principal de estas consideraciones es que, cuando predominan dichas condiciones, el análisis de las pruebas de propagación del sonido, no merece confianza a menos que se obtengan datos de temperatura horaria, como mínimo.

En la mayoría de las circunstancias, las mareas no pueden destruír la tendencia a la estabilidad, que existe en la capa superficial del oceáno. En mar abierto, como se expuso anteriormente, si se compara con el proceso de mezcla producido por el viento, la turbulencia ocasionada por el flujo de las mareas, contribuye con menor importancia en la reducción de la estabilidad cerca de la superficie. Respecto de la propagación del sonido, las mareas sólo son importantes en casi todas las regiones, por controlar parcialmente la frecuencia de las ondas internas. Sin embargo, sobre la plataforma continental, bajo ciertas circunstancias, la turbulencia mareológica mantiene la columna de agua mezclada, desde la superficie hasta el fondo.

El aŕea de los Bancos Georges, cercana al Golfo de Maine, constituye un buen ejemplo de ello. La profundidad sobre la cima del banco, varía generalmente entre 10 y 50 brazas, predominando fuertes corrientes de mareas. Sólo durante unas 6 semanas en pleno verano, la absorción de la radiación solar es capaz de establecer la termoclina secundaria. En el transcurso del año, el proceso de mezcla eólica y la turbulencia mareológica, mantienen las aguas totalmente mezcladas desde la superficie hasta el fondo marino. Los límites de dichas aguas homogéneas, coinciden aproximadamente con la isobata de 40 brazas.

Los Grandes Bancos de Terranova forman otra zona similar, pero allí las corrientes de marea no son tan poderosas como en los Bancos Georges, de manera que el período estival estable, es considerablemente prolongado. Hay escasas observaciones disponibles de la parte central de los Grandes Bancos, pero sus aguas son probablemente homogéneas desde la superficie hasta el fondo, a

partir de comienzos de Octubre y hasta fines de Mayo.

Además de que la turbulencia aumenta sobre un banco poco profundo, las mareas acortan a menudo considerablemente, el período de estabilidad térmica en aguas próximas a la costa. En diversas áreas, la columna de agua dentro de las 5 o 10 millas de la playa, está bién mezclada, salvo durante un corto período de pleno verano. Junto al acortamiento del período de la termoclina secundaria, la remoción mareológica es sin duda, suficientemente vigorosa en ciertas zonas para prevenir la formación de la termoclina diurna. Por lo tanto, fuertes mareas y vientos coinciden para mantener condiciones favorables para la transmisión horizontal del sonido.

Existe una circunstancia en que vientos moderados o fuertes tendrán el efecto opuesto, por ejemplo cuando sopla persistentemente en dirección al mar. Vientos constantes desde tierra, mantendrán la napa superficial desplazándose fuera de la costa y, por consiguiente, cerca de la playa producirán que las aguas profundas asciendan a la superficie. Tal fenómeno denomínase afloramiento (upwelling). La componente vertical de dicho movimiento es comúnmente pequeña, pero dado que la napa superficial mezclada por el viento es arrastrada continuamente fuera de la costa, la termoclina puede extenderse casi hasta la superficie, provocando malas condiciones acústicas.

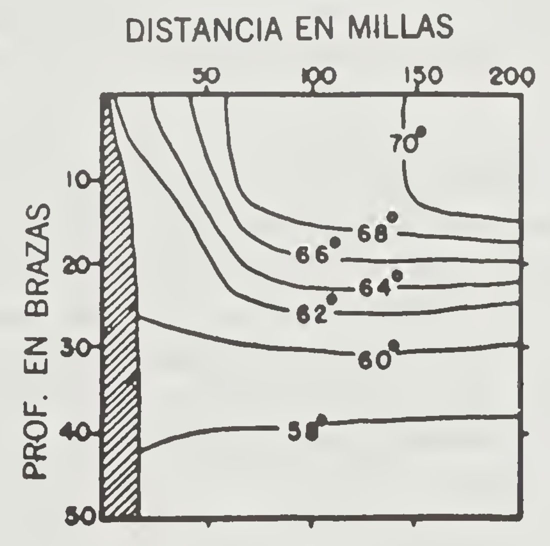


Figura 28. Perfil térmico ilustrando afloramiento de agua producido por un viento costero constante. Observaciones extendidas hacia el Oeste de Dakar (costa occidental de Africa), en latitudes aproximadas a 15° N.

Los mejores ejemplos de malas condiciones de propagación, predominantes en amplias áreas por afloramientos, aparecen en las latitudes de los vientos alisios del lado oriental de los océanos. La costa occidental de Africa es un ejemplo.

La distribución térmica (Figura 28), extendiéndose desde la costa del puerto de Dakar, ilustra el fenómeno de afloramiento. Allí la plataforma continental es angosta y cuando la estación fué estudiada (Febrero), los vientos alisios tuvieron una componente en dirección al mar. Obsérvese que, por lo menos hasta 50 millas de la costa, aguas térmicamente estables se extienden hasta la superficie misma, mientras que más afuera, entre 12 y 15 brazas de agua removidas por el viento, superponen la termoclina.

j) Resumen y Conclusiones

Hemos examinado varios factores oceanográficos que influyen en la propagación del sonido en los niveles superiores del mar. Creése que las observaciones de temperatura y salinidad, disponibles de la región occidental del Atlántico Norte, permiten las siguientes conclusiones generales:

(1) En el océano profundo, el agua sobre la napa termoclina permanente, sólo carece totalmente de estructura vertical, durante un período relativamente breve en pleno invierno. En las demás estaciones aparecerá en las 50 brazas superiores, un grado variable de estabilidad térmica.

(2) El desarrollo de la termoclina secundaria al comienzo de la primavera, ocasiona pronunciada disminución en el espesor de la capa superficial mezclada por el viento. Sigue una disminución más gradual durante el principio del verano, de modo que en pleno verano puede ocurrir que sólo haya una napa de 5 a 15 brazas de agua mezclada, superpuesta a una capa de gran estabilidad térmica. En el otoño, al perder la napa superficial calor, la acción eólica penetra más y más profundo.

(3) Dicho ciclo térmico estacional en la napa superficial, es particularmente definido en proximidades de la costa y en las latitudes donde predominan vientos del oeste. Más cerca del Ecuador, la termoclina secundaria no puede diferenciarse claramente de la

principal, que en latitudes bajas se aproxima a la superficie.

(4) Además, durante los períodos de calma o vientos suaves, puede formarse una termoclina diurna a sólo escasa profundidad. En tales circunstancias, durante las horas del día, especialmente entre las 9 de la mañana y 4 de la tarde, el horizonte de agua mezclado en la superficie, puede ser muy delgado.

Mientras los tres horizontes de estabilidad térmica (termoclina permanente secundaria y diurna) son desfavorables para la propagación horizontal del sonido, varios procesos adónde la superficie entrega calor a la atmósfera (principalmente evaporación y albedo), en especial acompañada de turbulencia, producen efectos opuestos en los resultados acústicos submarinos.

(5) Gran parte de la mezcla en la napa superficial la ocasionan los vientos, pero el arrastre vertical, tanto en las corrientes permanentes como en las de marea, debe considerarse. Es así, que en las proximidades de la costa (salvo si durante un tiempo prolongado predominan vientos desde el continente) sobre un banco poco profundo, a lo largo del recorrido de una corriente constante, la capa mezclada por el viento en la superficie será más profunda que en otras partes, durante el período de la termoclina secundaria.

(6) En regiones adónde las corrientes permanentes tienen componentes norte-sur, el mar también presentará una estructura térmica horizontal. Debido al transporte eólico o a través de procesos de mezcla en gran escala, las masas de agua vecinas de caracterízticas opuestas, pueden quedar temporalmente superpuestas entre sí. Por lo tanto, los límites de dichas corrientes, especialmente el márgen izquierdo en el Hemisferio Norte (márgen derecho en el Hemisferio Sur), son a menudo desfavorables para la ecomedición, en la ausencia de vientos fuertes.

(7) La napa superficial de la región occidental del Atlántico Norte, puede subdividirse en cuatro partes con respecto a la estructura vertical y horizontal:

(a) Aguas costeras cubriendo la plataforma continental que, a menudo se extienden en la superficie hacia el océáno, considerablemente más allá de la isobata de 100 brazas; caracterizadas por aumento en la salinidad con la profundidad y, durante la primavera

y principios del verano, por un mínimo de temperatura a profundidades intermedias.

(b) Desde Cabo Hatteras hacia el este hasta los Grandes Bancos, las aguas costeras quedan separadas de la Corriente del Golfo por las denominadas aguas del talúd. Dicha franja, generalmente de 40 a 100 millas de ancho, sólo contiene corrientes permanentes débiles, pero se observan con frecuencia, grandes remolinos. La capa superficial de las aguas del talúd constituye zona de mezcla de masas de aguas costeras relativamente dulces, que han quedado aísladas y de las masas de agua de la Corriente del Golfo, transportadas hacia el norte de la corriente por los remolinos. Los gradientes verticales y horizontales son, por lo tanto, variables e imposibles de pronosticar en esta región.

(c) Las aguas de la Corriente del Golfo son relativamente templadas y la napa mezclada en la superficie encima de ella, es siempre mas profunda que a ambos lados. Pronunciados gradientes laterales de la temperatura y salinidad, aparecen siempre en el márgen izquierdo de las corrientes. En tales l'imites, resulta común que el agua menos densa superponga ligeramente a la más pesada y, en consecuencia, los márgenes de una corriente poseen a menudo, desventajosas caracterízticas de transmisión acústica.

(d) El Mar de los Sargazos se extiende desde el borde derecho de la corriente del Golfo y en dirección este, hacia las Azores. En invierno sus aguas son homogéneas hasta profundidades de 50 o más brazas. No aparecen pronunciados gradientes horizontales y la termoclina secundaria es relativamente débil, en comparación con las aguas del talúd o las costeras.

(8) En ningún lugar de la región occidental del Atlántico Norte examinado hasta el presente, fué posible encontrar un gradiente vertical de salinidad suficientemente grande, para contrarrestar el efecto de la temperatura en la transmisión del sonido. Mientras la distribución de la salinidad desempeña a menudo, papel importante para la determinación de la estabilidad de la columna de agua, su influencia sobre el sonido es tan reducida que puede eliminarse.

5. ALCANCE E INTENSIDAD DEL RAYO DIRECTO

a) Alcances en un Estrato Isotérmico

La condición más frecuente en el mar, es aquella en que los niveles superiores son isotérmicos o, en otras palabras, completamente mezclados y por lo tanto, tienen temperatura y salinidad constantes. La Figura 1 muestra que en dicho caso, la velocidad aumenta con la profundidad en la relación de 0,0182 piés/seg/pié. Ello introduce la refracción, curvando todos los rayos sónicos en forma de círculos, cuyos centros estarán a unos 4900/0,0182 o 269.000 piés sobre la superficie. Según Figura 5, podemos observar que el alcance límite del haz directo queda determinado por la profundidad de la napa. El gráfico en Figura 29, provee el cálculo rápido de dicho alcance en un horizonte isotérmico de profundidad conocida.

Sean h_1 y h_2, las profundidades del proyector y del objeto, respectivamente, encima del fondo del horizonte isotérmico. La Figura 29 permite leer los valores de X_1 y X_2.

Por ejemplo, el alcance máximo para un haz directo en una capa de agua bién mezclada, hasta los 300 piés de profundidad, hallándose el proyector a 13 piés y el objeto a 100 piés, resulta:

$h_1 = 300 - 13 = 287$ piés; $X_1 = 4220$ yardas

$h_2 = 300 - 100 = 200$ piés; $X_2 = \underline{3510}$ yardas

Alcance = 7730 yardas

b) Alcances en un Estrato con Gradiente de Velocidad Conocido

Para los casos en que el gradiente de velocidad difiere del valor isotérmico, puede utilizarse el gráfico general de Figura 30. Los valores para el cómputo son: la velocidad del sónido en el vértice de una trayectoria V, la velocidad V - Δ V y la inclinación θ de la trayectoria en el punto, cuya distancia vertical es h y cuya distancia horizontal desde el vértice es X. En la Figura 30,

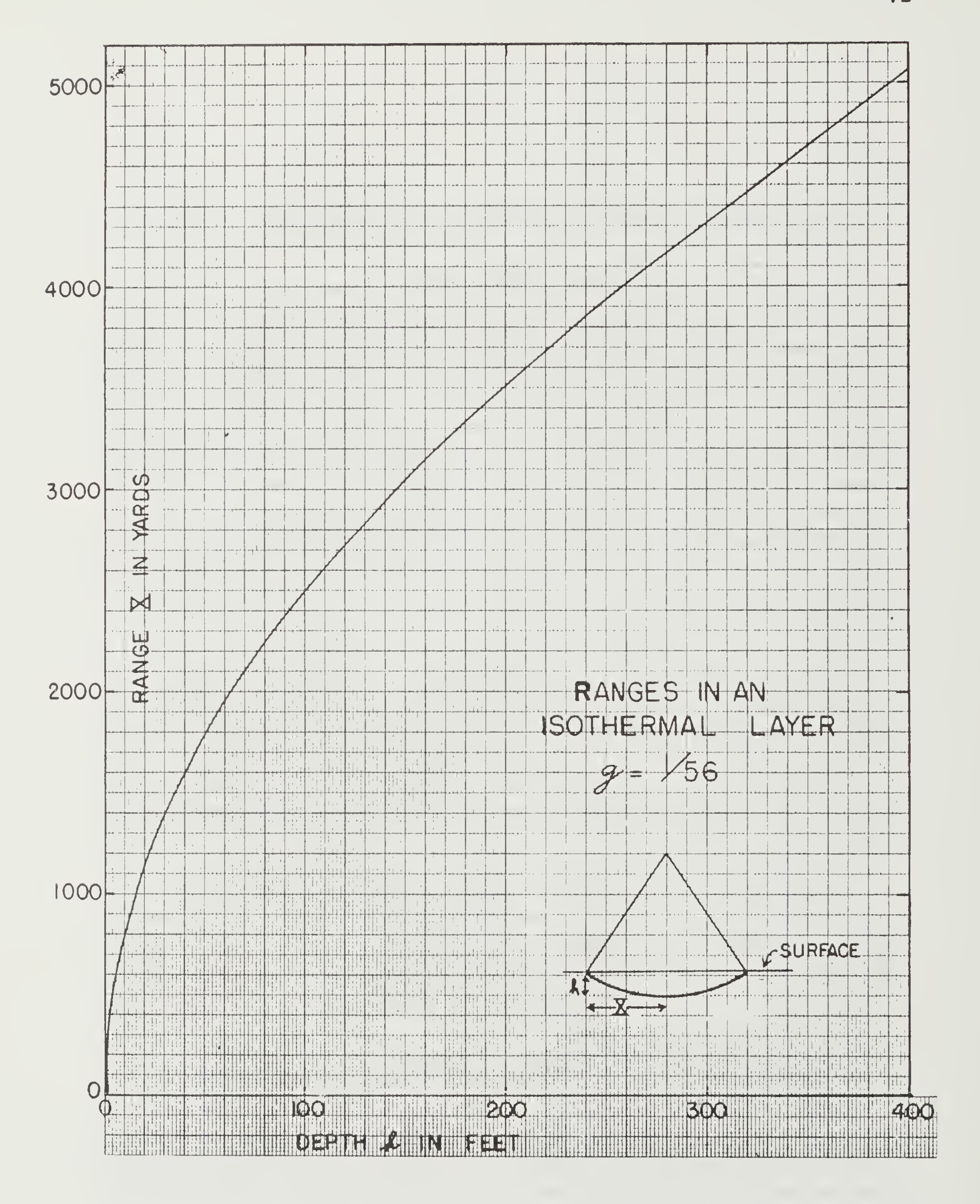


Figura 29. Alcances en un Estrato Isotérmico. Cuando los niveles superficiales del mar aparecen bién mezclados, de manera que temperaturas y salinidad son constantes en toda la capa, esta curva debe utilizarse para computar los alcances de los rayos directos.

θ, y también la relación X/h, quedan representadas en función de los valores para la relación Δ V/V. El gráfico está dibujado en cuatro partes, a fin de permitir cubrir la totalidad de valores útiles del alcance, dados a continuación:

Parte	Δ V/V	X/h	θ
A	0, 01-0, 16	3, 25-15, 5	5, 5 -30, 0
B	0, 001 -0, 016	10, 5 -35, 0	3, 0 -11, 5
C	0, 0001 -0, 0016	32, 5 -155, 0	0, 55- 3, 0
D	0, 00001 -0, 00016	105, 0-350, 0	0- 1, 25

Dado que todas las cantidades en Figura 30 son relaciones, se deduce que este gráfico servirá para el cálculo en cualquier sistema de unidades. Las unidades utilizadas pueden elegirse a voluntad, siempre que: X, h, Δ V y V , queden expresadas en las mismas unidades. (Δ V significa "la variación en V"). En cada cálculo realizado con ayuda de la Figura 30, la trayectoria debe fraccionarse en secciones, de tal modo que el extremo final de cada sección, represente un vértice o punto, en que la trayectoria es horizontal.

Ejemplos: Gradiente negativo, un solo horizonte. Proyector a 15 piés bajo la superficie. La velocidad del sonido disminuye uniformemente desde 4800 piés/seg. en la superficie hasta 4790 piés/seg., en profundidades de 50 piés. Hallar: (1) la distancia adónde comienza en la superficie la zona de silencio; (2) el ángulo en el proyector del rayo límite; (3) el comienzo de la zona de silencio para un receptor, sitúado también en profundidades de 15 piés, y (4) el comienzo de la zona de silencio para un receptor sitúado a 50 piés.

Solución: (1) Δ V/V=(-5x10)/(50x4800)=0, 000625
De la Figura 30: X/h=56, 6
X=56, 6x15=849 piés=283 yardas

(2) De la Figura 30: θ =2°02

(3) 2x283=566 yardas

(4) Δ V/V=10/4800=0, 00208
De la Figura 30: X/h=31, 0

X=31, 0x50=1550 piés=517 yardas
Distancia=283+517=800 yardas

Gradiente negativo, vértice desconocido. En la Figura 6, adóptese una velocidad de 5000 piés/seg., en superficie y de 4995 piés/seg. en el fondo de la primera napa, que tiene 50 piés de profundidad. Calcular la distancia horizontal recorrida dentro del horizonte por el rayo emitido desde el proyector, con un ángulo de 5° debajo de la horizontal.

Solución: en este caso se desconoce la posición del vértice y el primer paso consiste en determinarlo. En la Figura 30, con θ =5°, Δ V/V=0, 00380. De ahí Δ V= aproximadamente 5000 x 0, 00380=19, 0 piés/seg. El gradiente de velocidad es 5/50=0, 100, de manera que una variación en V de 19, 0 piés/seg., significa un cambio en h de 19, 0/01=190 piés. Por consiguiente, el vértice de la trayectoria queda 190 piés arriba del proyector, que corresponde a una superficie real encima del nivel del mar, como señala la Figura 31. Este hecho no ocasiona inconvenientes, dado que el vértice yace en la continuación del rayo detrás del proyector, sólo utilizado como ayuda en el cálculo. De la Figura 30, con Δ V/V = 0, 00380, encontramos que X/h=22, 9 , entonces X=190x22, 9=4350 piés. El vértice de la trayectoria está 190 piés arriba del proyector y 4350 piés atrás de éste. La velocidad en ese punto (si la napa se extendiera realmente hasta él) sería:

5000+(175x5 50)=5017, 5 piés/seg.

Ubicado el vértice, el próximo paso consiste en calcular la distancia horizontal para que un rayo se propague desde dicho vértice hasta la profundidad requerida de 35 piés debajo del proyector o 225 piés debajo del vértice. Para esta parte del cálculo:

Δ V/V=22, 5/5017, 5=0, 0449
De la Figura 29: X/h=23, 8
X=23, 8x225=5360 piés
La distancia requerida es 5360-1010 piés

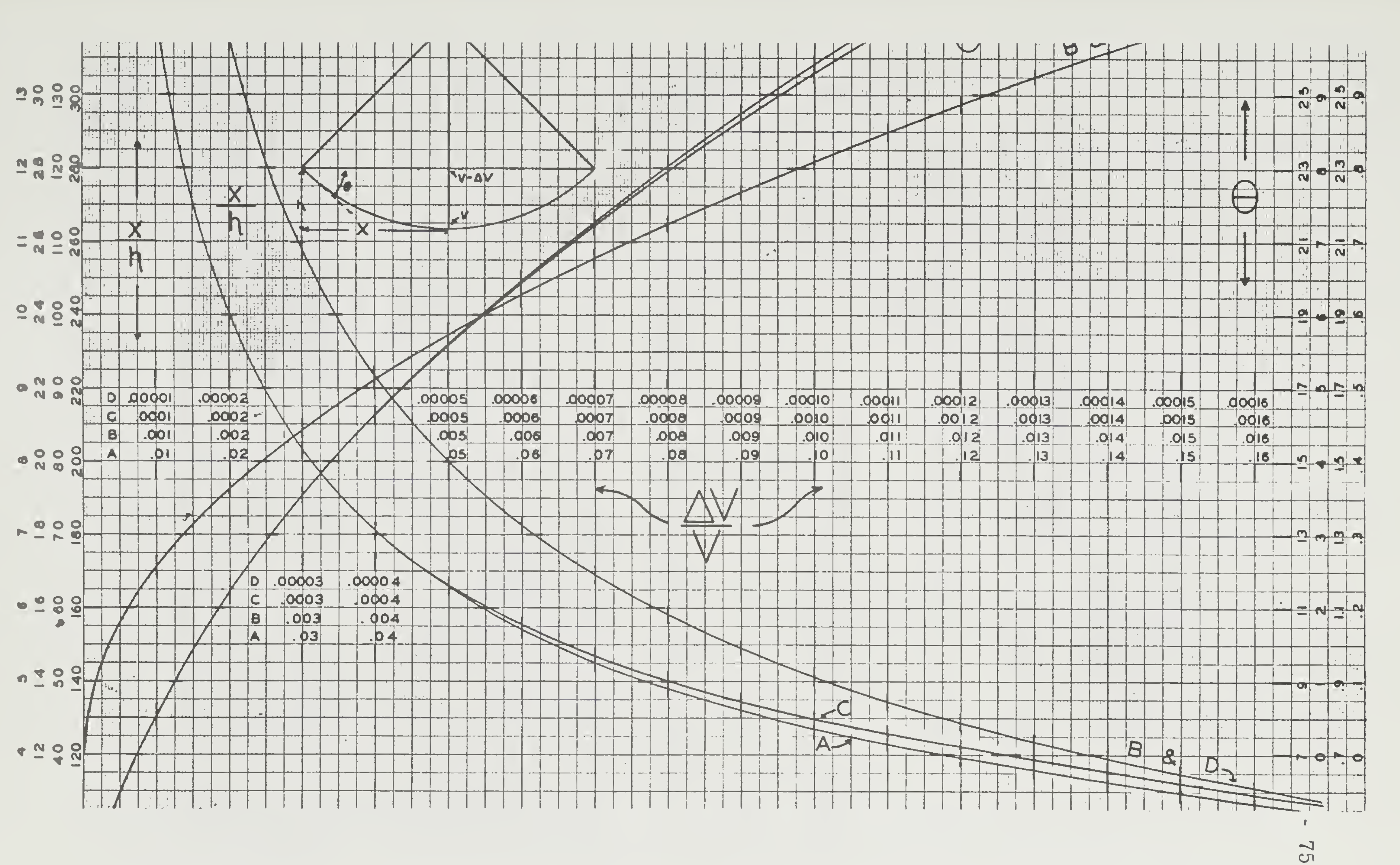


Figura 30. Cómputo de Rayos Circulares. Gráfico fundamental para seguir la trayectoria de un rayo a través de una seria de napas que tienen un gradiente vertical de velocidad constante. Los valores X, h, ΔV y V quedan definidos por el dibujo adjunto.

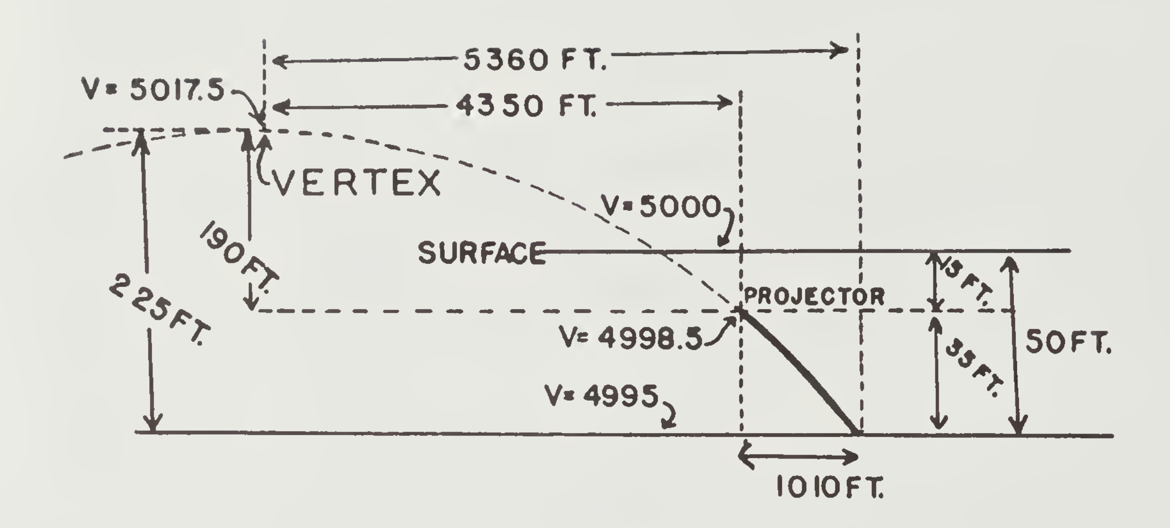


Figura 31. Solución para vértice desconocido. Ilustración de la solución del ejemplo resuelto en el texto.

Vertex= Vértice; Surface= Superficie; Projector= Proyector

c) Divergencia Geométrica del Haz Sónico

En ausencia total de gradientes de la velocidad de reflexiones superficiales y de absorción, los rayos de un haz sónico serán todos líneas rectas. La disminución en la intensidad del sonido con el aumento de la distancia desde el proyector, resultará únicamente de la divergencia geométrica. La energía total de un haz sónico sería la misma a cualquier distancia del proyector, pero se distribuiría sobre una sección mayor y a más distancia. El área cubierta por el haz, aumenta con el cuadrado de la distancia, de modo que la intensidad (cantidad de energía sónica por área unitaria por segundo), decrece con el cuadrado de la distancia.

Generalmente, suele medirse la intensidad del sonido en decibeles, por encima o por debajo de una intensidad elegida como patrón de referencia. Si I_1 e I_2, representan las intensidades en dos puntos del haz, el número de decibeles que indican sus relaciones es: $10 \log_{10} I_1 / I_2$. La tabla siguiente, muestra la vinculación entre decibeles y las relaciones de intensidades:

Relación de Intensidad	Decibeles
1	0
2	3, 0
3	4, 8
4	6, 0
5	7, 0
6	7, 8
7	8, 5
8	9, 0
9	9, 5
10	10, 0
100	20, 0
1000	30, 0
10, 000	40, 0
100, 000	50, 0
1, 000, 000	60, 0

Si la intensidad es medida en decibeles y las variaciones de la intensidad del haz, en función de la distancia, son producidas sólo por la divergencia geométrica, la variación de la intensidad con el alcance, queda expresada por:

$$db = (dbo + 20 \log Ro) - 20 \log R \ldots\ldots\ldots (3)$$

adónde dbo representa el valor elegido para la intensidad del sonido a la distancia Ro. Las aplicaciones de dicha ecuación, para hallar que efectos diferentes de la divergencia geométrica influyen en la intensidad del haz sónico, será necesario elegir una distancia patrón Ro pequeña, de manera que la influencia de la reflexión y refracción sean mínimas.

Puede plantearse el problema que la curvatura del haz sónico producido por la refracción, no haga exceder la distancia real recorrida, respecto de la existente entre la fuente y el objeto. Dicho aumento es tan pequeño que puede ignorarse al computar los cambios de intensidad, ocasionados por la divergencia geométrica, como podrá verse rápidamente, si los diagramas de rayos se construyen en escala verdadera, sin la exageración vertical.

d) Reflexión del Sonido

(a) Reflexión desde la Superficie. El sonido submarino es reflejado muy eficazmente por la superficie del agua, algo menos desde el fondo y muy poco por las abruptas variaciones en las condiciones dentro de la masa de agua. La efectividad del sonido reflejado en la superficie, disminuye notablemente por la presencia de las olas. Es comparativo considerar las diferencias entre el haz sónico directo y el reflejado una vez desde la superficie, como similares a las diferencias entre la luz solar directa y la reflejada desde la superficie del agua, bajo condiciones imperantes en el mar. Si el rayo es reflejado en la superficie horizontal oceánica, la inclinación con respecto a la horizontal, es idéntica antes y despues de las reflexiones. Si el rayo incidente está un grado encima de la horizontal, el reflejado quedará un grado por debajo de ella. Pero si la superficie está inclinada en un ángulo $\theta°$ por la presencia de olas, el rayo reflejado será desviado en un ángulo $2\theta°$, conforme a la determinación de la dirección del rayo incidente. De esta manera, cada rayo del haz directo puede considerarse como fuente de un cono de rayos reflejados, siendo el ángulo del cono, el doble del ángulo máximo de la perturbación ocasionada en la superficie por el movimiento de las olas.

La Figura 32 ilustra la distribución del sonido reflejado desde la superficie, en el caso de gradientes verticales de velocidad del sonido positivos (A) y negativos (B). Los diagramas presentan cinco conclusiones:

(1) Dentro del límite del alcance de los rayos directos, el sonido recibido consiste siempre de sonidos reflejados, además del directo.

(2)Cuando el gradiente es positivo, el alcance de los rayos reflejados supera aquél de los directos, pero ello no ocurre con gradientes negativos. Debemos esperar, por lo tanto, disminución más pronunciada de intensidad en el límite del alcance del haz directo, en el caso de gradientes negativos, que con positivos.

(3)Los rayos directos, comprendidos dentro del alcance límite son más débiles con gradientes negativos que con positivos. Ello sucede, porque dichos rayos pasan cerca de la superficie y se hallan sujetos a perturbaciones ocasionadas por acción de las olas

y otros efectos superficiales.

(4) Por arribar en varias trayectorias diferentes, las señales sónicas reflejadas serán "confusas", respecto a la dirección y el instante de recepción. La determinación del azimut de señales, cuyas trayectorias incluyen una reflexión en la superficie, puede compararse con la obtención de marcaciones al sol, observando la luz reflejada desde la superficie del mar.

(5) El estado del oleaje y del mar de leva ejercerá una fuerte influencia sobre el sonido reflejado en la superficie.

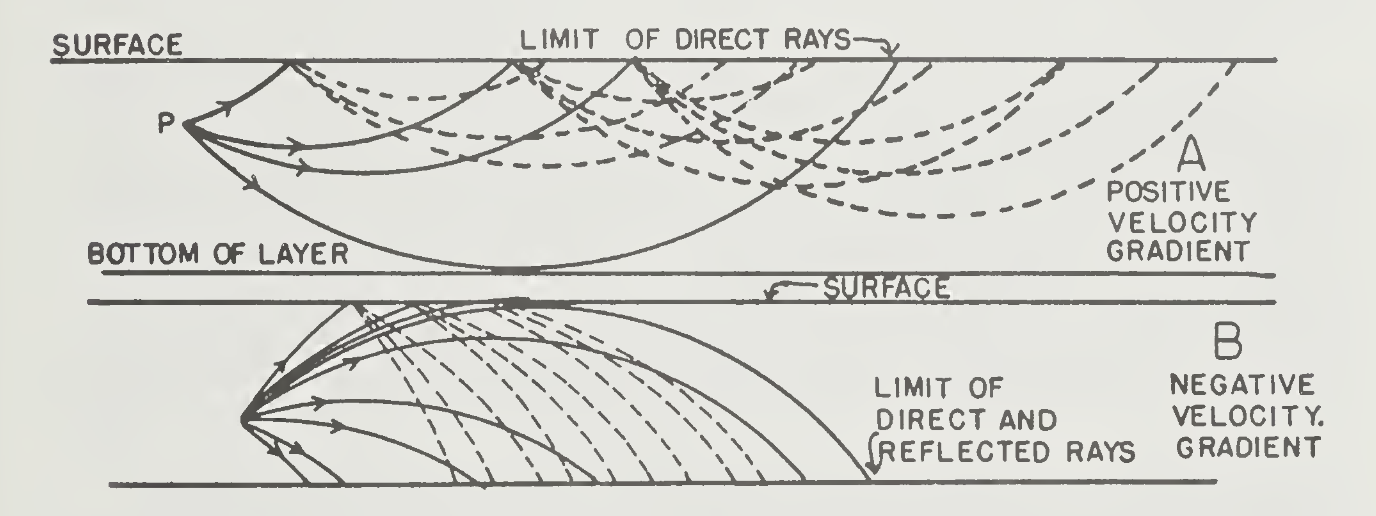


Figura 32. Rayos reflejados en la superficie. Si la napa superficial tiene un gradiente positivo, las reflexiones superficiales son más efectivas para remitir sonido dentro de la zona de silencio, que cuando el gradiente es negativo. Los rayos de múltiples reflexiones formados de cada rayo directo, representan la acción dispersora de las olas.

Surface= Superficie; Limit of Direct Rays=Límite de los Rayos Directos;
Bottom of Layer= Fondo de la Capa;
Limit of Direct and Reflected Waves= Límite de Rayos Directos y Reflejados;
Positive Velocity Gradient: Gradiente de Velocidad Positivo;
Negative Velocity Gradient: Gradiente de Velocidad Negativo

Reflexión desde el Fondo Marino: las reflexiones desde el fondo del mar son bién conocidas, a partir de las mediciones ecoicas de la profundidad. Ellas muestran considerables variaciones en la potencia reflectora de los materiales del mismo. En trabajos de ecomedición, los rayos incidentes llegan al fondo con ángulos agudos (inferiores a 15°); cabe esperar mejor reflexión que para los rayos verticales. Los diagramas de rayos para los efectos de refracción en el fondo, pueden obtenerse de la Figura 32, simplemente imaginando la figura invertida.

Es probable que, el sonido reflejado una o más veces en el fondo, desempeñe un papel importante en tareas dentro de la isobata de las 100 brazas.

Reflexión en las Interfases dentro del Agua: varios casos conocidos, destacan la reflexión producida desde la interfase entre dos masas de agua. Reflexiones provenientes de la estela de un buque. aparecen por la presistencia de la turbulencia de la estela o la mezcla vertical en aguas estratificadas, o ambas. En proximidades de los márgenes de la Corriente del Golfo, se han denunciado con frecuencia, circunstancias de reflexiones. Sondas supersónicas, utilizadas cerca de la desembocadura del Mississippi, han producido ecos desde la interfase que separa las aguas fluviales de las más salinas subyacentes. Otros ecos provenientes de cardúmenes, son aparentemente producto de la turbulencia del movimiento de los peces. En general, habrá reflexión parcial del. haz sónico, siempre que encuentre una superficie de separación entre dos masas de agua (interfase) con diferente velocidad del sonido, densidad, temperatura, velocidad de la corriente o grado de turbulencia. Cuanto mayor sea el contraste y más pronunciada la transición, superior será el poder reflectivo.

En algunos casos, experimentos de intensidad versus alcance, requieren reflexiones desde una interfase, para explicar las intensidades observadas. Por ejemplo, en el diagrama de rayos, (Figura 34) no hay probabilidades de registrar energía proveniente del rayo directo en detectores ubicados entre distancias de 900 y 4500 yardas. La energía entre dichas distancias es débil, pero existe. Ella es consecuencia de una reflexión parcial en la superficie de separación a 26 piés de profundidad, o algún proceso como la difracción.

e) Difracción, Dispersión y Absorción del Sonido

Difracción: cualquier cambio en la dirección de la propagación de las ondas sónicas, motivado por la curvatura alrededor de un obstáculo, en lugar de variaciones en el agua, denomínase difracción. Es el fenómeno que permite al sonido común en el aire, propagarse alrededor de un borde. En una napa de agua, donde los rayos de sonido siguen trayectorias curvas, el límite de la capa en el lado de alta velocidad, puede considerarse como un obstáculo que proyecta una zona de "sombra sónica". Debido a los efectos de la difracción, los límites de las zonas de silencio o sombra mostrados en Figuras 5 y 6, no quedan absolutamente demarcados. El sonido se extenderá en cierta medida, en la zona de silencio. El grado de tal distribución o la escasa definición de la zona de silencio, será más grande, cuanto más baja sea la frecuencia o mayor la longitud de la onda sónica utilizada. El hecho de que las ondas luminosas son mucho más cortas que las sónicas, explica para un obstáculo dado, la sombra nítida producida por la luz respecto del sonido. Así, la señal en 17, 6 kilociclos, penetra mejor en la zona de silencio, que la de 23, 6 kilociclos, debido principalmente a los efectos de difracción. Para el sonido en la parte inferior de la gama de frecuencias audibles, es probable que la difracción elimine la zona de silencio.

Dispersión : la perturbación en la transmisión del sonido, ocasionada por irregularidades en las propiedades del agua, denomínase dispersión, si todas las dimensiones lineales de las áreas irregulares son pequeñas, en comparación con aquellas del haz sónico. Por ejemplo, una napa de agua de 20 piés de profundidad extendiéndose lateralmente varias millas, se considera que refracta el sonido, pero para una masa de agua cuya mayor dimensión es del orden de 20 piés, será considerada como dispersora del sonido. La dispersión tiende a distribuír el haz, de manera indefinida, mientras que la refracción produce una curvatura sistemática del haz.

La dispersión acompaña a la reflexión en la superficie o en el fondo, siempre que la superficie sea perturbada por olas y el fondo de irregular topografía. Si existe una zona de turbulencia próxima a la superficie, originada por la acción de las olas o la circulación producida por el enfriamiento superficial, con el consiguiente hundimiento de las aguas enfriadas, tal dispersión afectará el alcance

de los rayos directos que se curvan cerca de la superficie, como en la Figura 33.

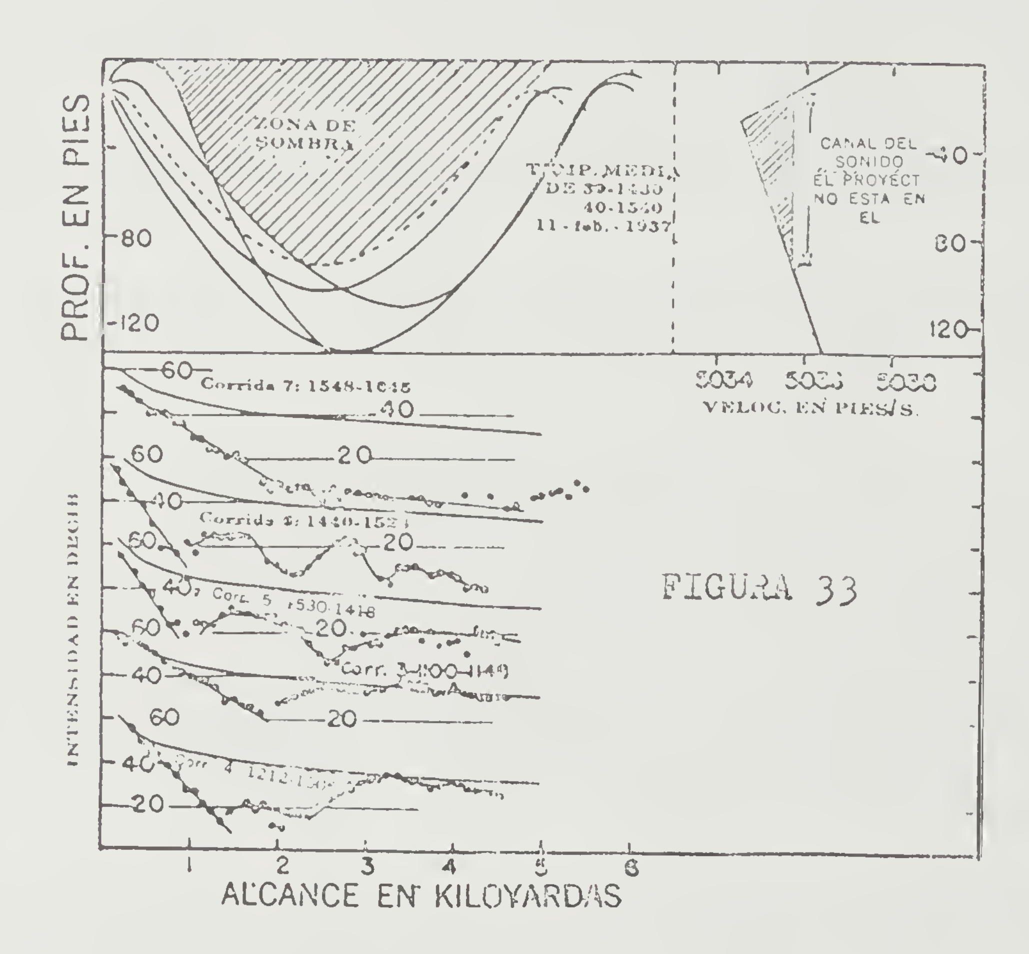


FIGURA 33

<u>Absorción del Sonido</u>: el término absorción fué utilizado anteriormente con dos acepciones distintas, al referirnos al sonido submarino. La absorción verdadera, significa la pérdida de energía en el haz sónico, debida a la viscocidad e imperfecta elasticidad del agua. Para los fines prácticos, el efecto puede despreciarse en todas las frecuencias y si sólo fuese éste, responsable de la pérdida de la fuerza de la señal, los alcances logrados con los equipos actuales serían muy superiores a los obtenidos, aún en las mejores condiciones.

La palabra absorción, utilízase a veces, en el sentido de pérdida de la intensidad con el aumento de la distancia, a causa de los efectos combinados de la absorción verdadera, dispersión, reflexión, refracción, divergencia geométrica, difracción, etc. Usada en tal

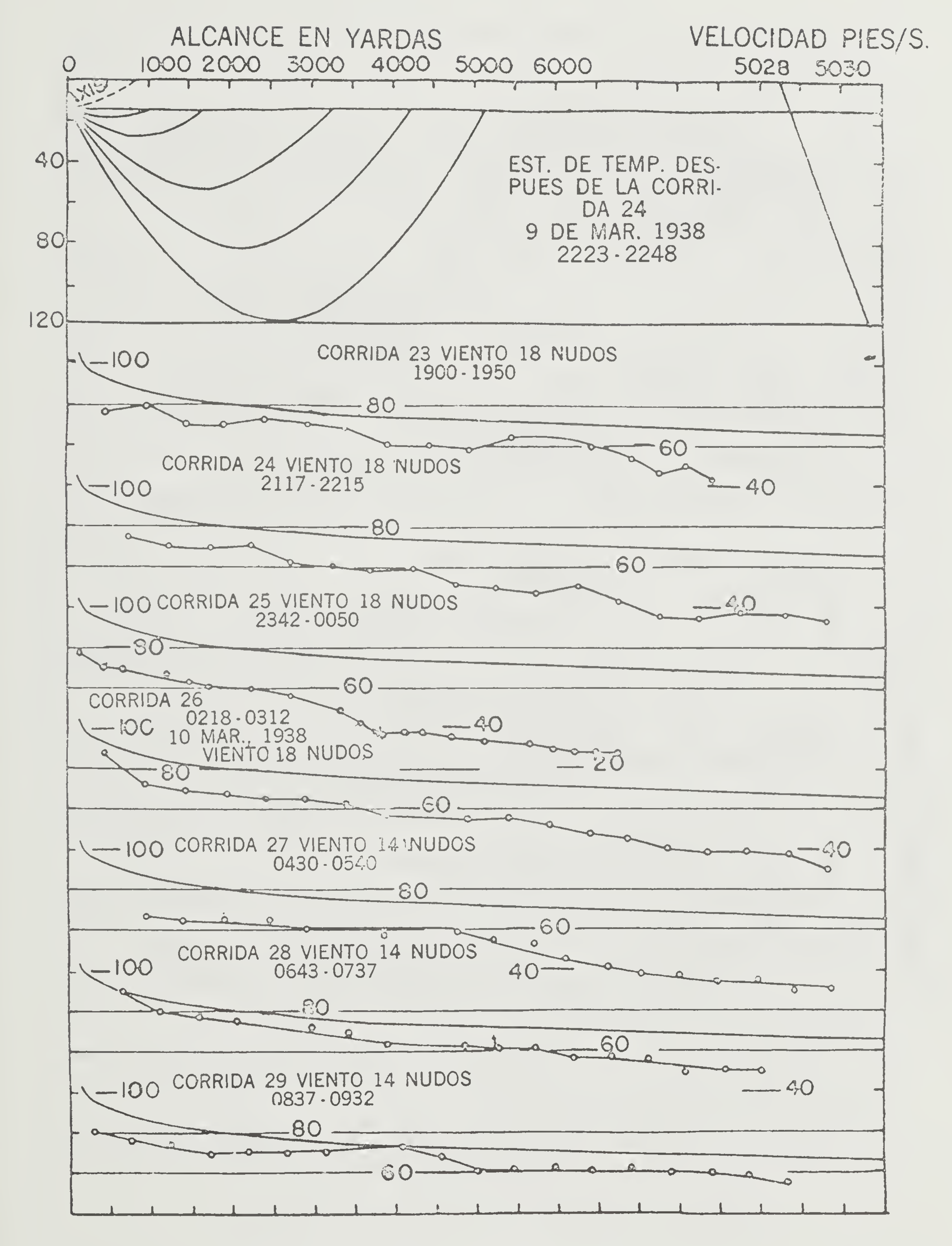


Figura 34. Area Atlántico Sur-Caribe

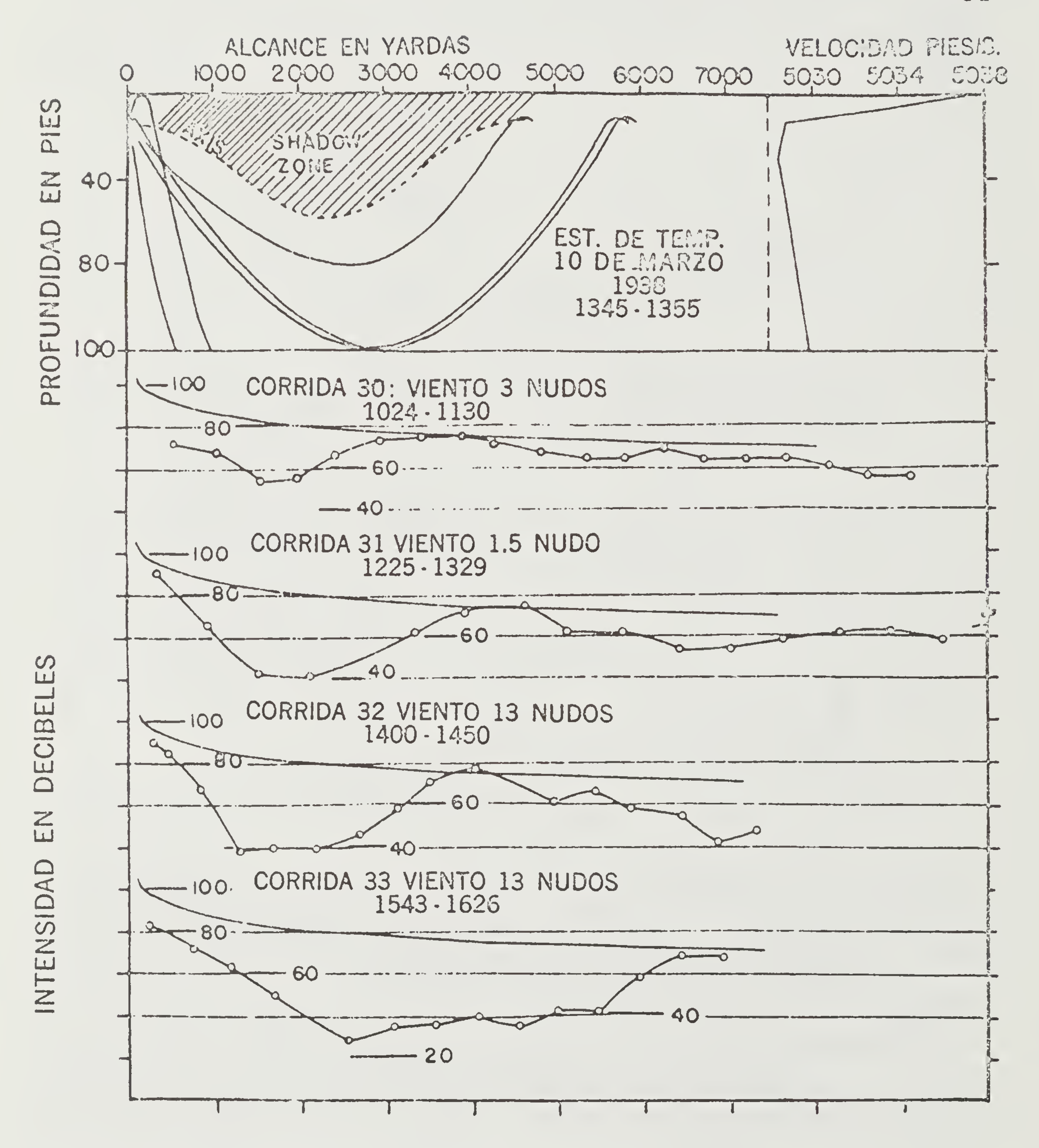


Figura 35. Area Atlántico Sur-Caribe

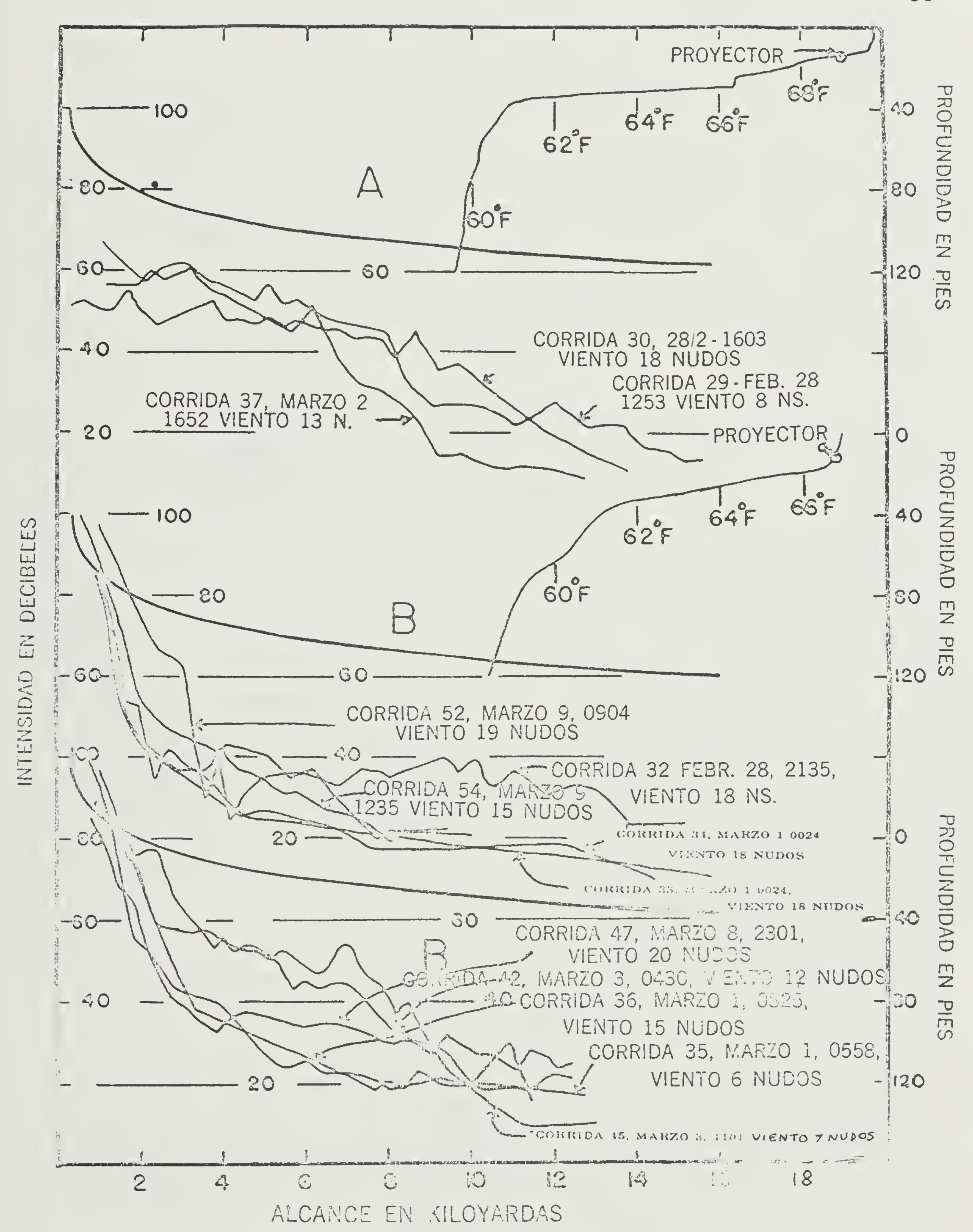


Figura 36 A y B. Area del Oceáno Pacífico.

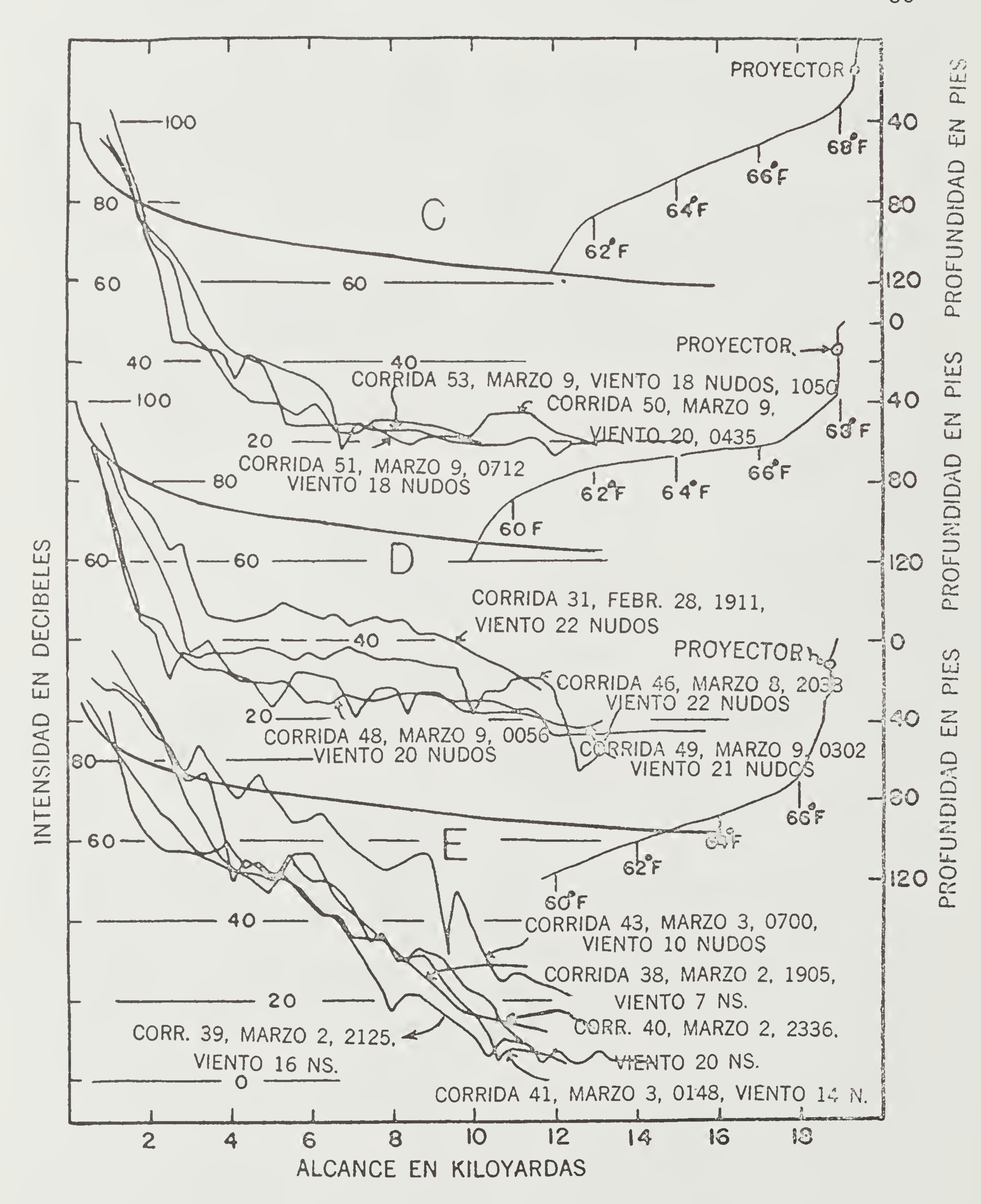


Figura 37 C, D y E. Area del Oceáno Pacífico.

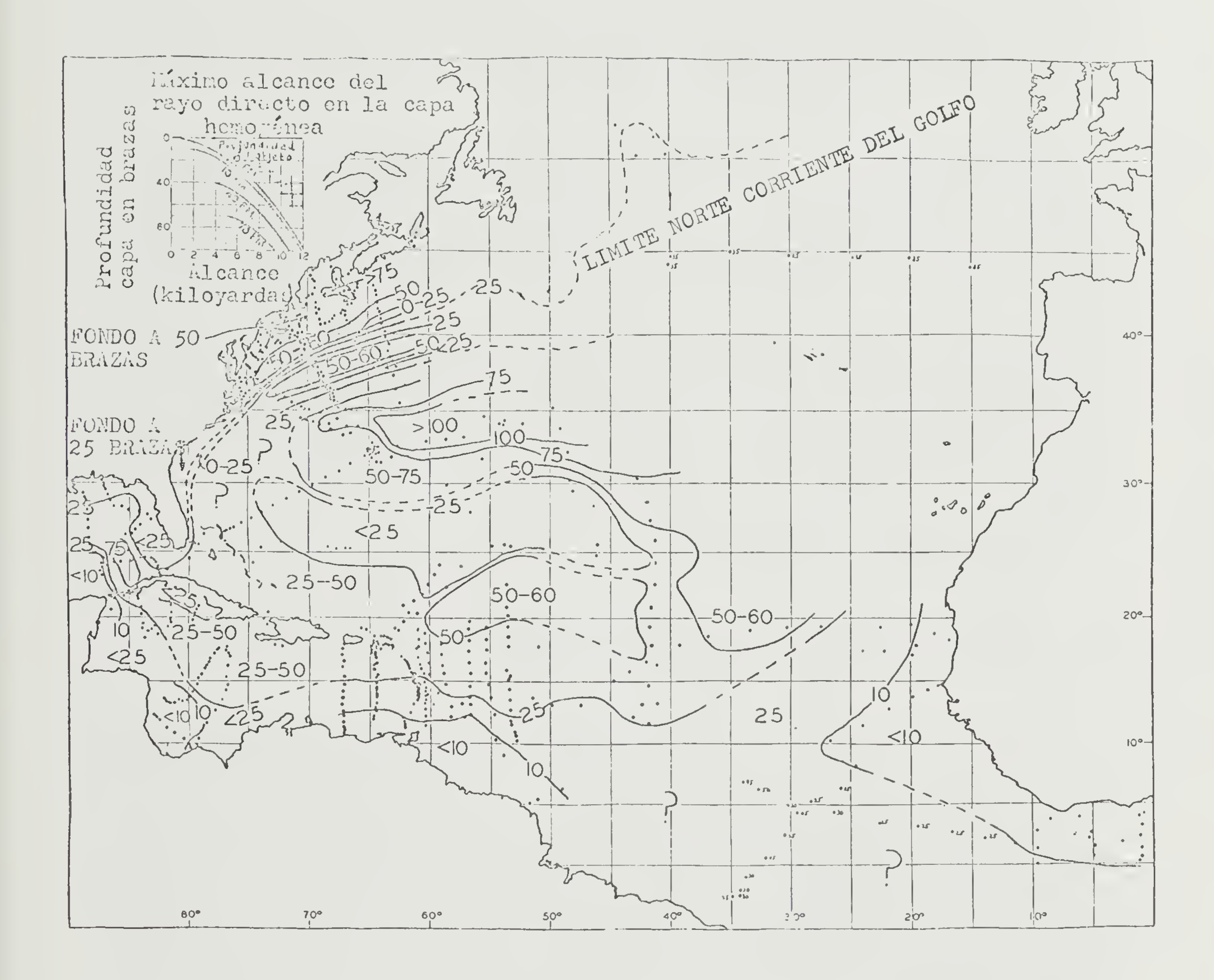


Figura 38. Variaciones del espesor de la capa de agua de mar mezclada por el viento (carta preliminar en brazas). 15 de Noviembre a 15 de Marzo. Oceáno Atlántico y Mar Caribe.

sentido, debe emplearse el término coeficiente de pérdida. Es medido en db/kiloyarda y no guarda ninguna relación simple con las condiciones del agua, que permita calcularlo en base a la temperatura del agua sin computar la refracción.

Varias tentativas realizarónse en el pasado, para correlacionar la gran pérdida en la fuerza de la señal con la absorción ocasionada por los pequeños organismos en el agua. La evidencia es contraria a tal opinión, pues en cada caso adónde las temperaturas y salinidad fueron medidas, ellas justifican y explican las condiciones sónicas observadas; el hecho que microorganismos sean excepcionalmente abundantes en algunas regiones, adónde las condiciones acústicas son notablemente precarias, es motivo de la coincidencia que el conjunto particular de las propiedades del agua en esas regiones, resulta favorable para el crecimiento de los organismos y desfavorable para la transmisión submarina.

f) Resumen y Conclusiones

Descripción de Experimentos : según Figura 34, Area Atlántico Sur-Caribe, 9-10 de Marzo de 1938.

Estas condiciones de propagación son ideales; el viento mezcló completamente las aguas hasta una profundidad máxima que interesa para la transmisión del sonido. Las intensidades observadas son paralelas a las teóricas (basadas en la suposición de que la divergencia geométrica es el único factor determinante), en prácticamente todos los casos. Como puede verse en el diagrama, los rayos directos de 5000 yardas de alcance, penetran hasta una profundidad máxima de 120 piés, profundidad a la que se han medido las temperaturas.

El hecho de que las curvas teóricas están uniformemente algo por encima de las observadas, carece de importancia, puesto que la elección del nivel en que se trazaron las curvas, fué arbitrario para cada experiencia.

Según Figura 35. Area Atlántico Sur-Caribe, 10 de Marzo de 1938.

En este caso el viento disminuye y el sol calienta las aguas superficiales, formando una capa estable en la superficie hasta los 30 piés, que perturba las buenas condiciones acústicas existentes previamente. Existe una zona de silencio que se extiende desde las 400 yardas, hasta aproximadamente las 4500, indicada en el diagrama de rayos. Este fué trazado en base a las propiedades del agua, medidas entre las corridas 32 y 33 y los alcances predichos diferían talvez ligeramente para las corridas 31 y 34.

La energía no alcanza la zona de silencio por efecto de la reflexión superficial, a causa de que el gradiente de velocidad negativo en la superficie previene las reflexiones. La intensidad observada en la zona de silencio cae, por lo tanto, bruscamente pero recupera su valor teórico en los alcances que sobrepasan dicha zona. El hecho de que las intensidades observadas, aumenten al sobrepasar la zona de sombra, respecto de la intensidad a iguales distancias en buenas condiciones de propagación, indica el refuerzo por la energía deflexionada desde la zona de silencio, como aparece en el diagrama de rayos.

Según Figura 36. Areas A, B, C, D, y E en el Océano Pacífico, 28 de Febrero a 9 de Marzo de 1939.

Durante veinteseis experimentos sobre intensidades y mediciones de la temperatura, realizados en el Océano Pacífico dentro de la región de los vientos alisios en profundidades algo mayores de 100 brazas, la información obtenida aparece dividida en 5 grupos, según las condiciones térmicas presentes. En cada grupo de curvas de intensidad, se muestra también una curva térmica típica, la hora y la velocidad del viento.

Todas las curvas térmicas de las Figuras 36 y 37, destacan el abrupto descenso de la temperatura cerca de la superficie. Alcanza hasta 10°F en 80 piés, lo que produciría cambios en la velocidad del sonido próximos a 50 piés/seg. La magnitud de dicha variación, podrá apreciarse mejor si recordamos que los cambios de la velocidad en todos los casos examinados previamente, fueron de 4 piés/seg., o menores. Otra particularidad de la condición térmica del agua en esta zona es que el viento alisio, cuyo promedio tuvo 15

nudos durante las pruebas, no mezcló el agua hasta profundidades apreciables. El afloramiento de aguas frías profundas, inducido por los vientos marítimos, explica todos los aspectos de tal situación térmica. En otras estaciones del año, las condiciones serían radicalmente distintas.

Tal como sería de esperar, estos cambios bruscos en la velocidad del sonido con la profundidad, son sumamente favorables para la propagación horizontal acústica. Cualquier rayo que penetra en una región de gradiente térmico agudo, es curvado hacia abajo tan abruptamente que nunca retorna a la superficie. En cada curva térmica se observa una pequeña napa superficial, donde la temperatura es casi constante. Las corridas de intensidad han sido divididas en grupos entre A y E, de acuerdo con la profundidad de la napa superficial mezclada. Todas las curvas de intensidad observadas, culminan muy por debajo de la curva teórica, pero según el grupo A, adónde la capa superficial de agua mezclada tiene menor espesor, ella resulta peor y la situación generalmente mejora en el grupo E, donde la napa mezclada es de mayor espesor.

En el grupo A, la capa mezclada, ni siquiera se extiende hasta la profundidad del proyector, y la intensidad registrada no alcanza la curva teórica, incluso en los alcances menores. Los grupos B a E, muestran aumento del espesor de la napa mezclada e incremento gradual del alcance de las señales para una intensidad dada. El alcance en que el nivel disminuye a 40 db., coincide gradualmente con las predicciones por los métodos descritos precedentemente. Resulta incierto todavía, porqué las señales con niveles inferiores a 30 db., llegan desde grandes distancias a pesar de los extensos gradientes térmicos. Dicho punto no posee importancia inmediata, dado que las señales son débiles para aportar ecos utilizables.

g) <u>Procedimiento para Predecir el Alcance</u>

(1) Obsérvese la distancia adónde el nivel de 60 db (o el valor revisado del nivel límite, en caso de ser conocido), es alcanzado en la curva de divergencia geométrica. Si no aparecen zonas de silencio dentro del alcance en el diagrama de rayos, utilízese como alcance límite.

(2) Si el diagrama de rayos no muestra dentro de esta distancia ninguna zona de silencio, tómese como alcance el borde de ésta (para la profundidad del objeto en cuestión), agregando cierto porcentaje de dicho alcance, que debe sumarse tomando en cuenta la distribución del sonido dentro de la zona de silencio, ocasionada por difracción y reflexiones superficiales y del fondo marino. Tales porcentajes aún son indeterminados, pero cada comprobación de alcance máximo de los ecos servirá para obtenerlos. Como aparece anteriormente, el sonido será distribuido más adentro de la zona de silencio, en situaciones como en la Figura 5, que en aquellas de la Figura 6.

h) Principios Generales de Aplicación

(1) Mediante el uso de las Figuras 29 y 30, de acuerdo con los métodos esbozados, es posible trazar el diagrama del haz sónico emitido desde un proyector a cualquier profundidad. Dicho diagrama indicará qué partes de los objetos en el mar quedan comprendidos dentro de la zona de silencio.

(2) La intensidad de la señal en cualquier objeto interpuesto en el haz directo, puede calcularse suponiendo que la divergencia geométrica es el único factor determinante, según la ecuación:

$$db = (dbo + 20 \log Ro) - 20 \log R ,$$

adónde db y dbo son las intensidades en decibeles a distancias R y Ro.

(3) La distribución del haz sónico dentro de la zona de sombra, puede estimarse cualitativamente en base a las discusiones sobre reflexión superficial, dispersión y difracción.

(4) Cálculos realizados, según los principios enunciados precedentemente para todas las observaciones sobre la intensidad de la señal versus distancia, destacan la excelente coincidencia entre los resultados calculados y los experimentales. Ellos constituyen la base para concluír que, la refracción debida alos gradiente verticales de la velocidad sónica, es factor decisivo en los trabajos de ecomedición.

(5) Aúnque, las cartas estacionales y regionales de la temperatura del agua proveen información muy útil, es recomendable poseer mediciones de temperatura realizadas en el mismo lugar. si se requiere pronósticos detallados sobre el alcance efectivo de los equipos acústicos submarinos.

(6) El batitermógrafo es el instrumento más adecuado para la medición de las temperaturas del agua, con tal propósito. El instrumento funciona a velocidades hasta de 14 nudos y las predicciones pueden hacerse dentro de los 30 minutos, luego de obtenido el batitermograma.

6. VARIACIONES DEL ESPESOR DE LA CAPA DE MAR MEZCLADA POR EL VIENTO

a) Consideraciones Generales

La necesidad de disponer de mapas que muestren los espesores de la napa superficial mezclada por el viento, resalta claramente según las explicaciones precedentes. Tales cartas sólo podrían señalar las condiciones medias mensuales, sin embargo, los cambios estacionales y geográficos son suficientemente pronunciados, de modo que, para el uso diario, superan ampliamente las variaciones menores de día en día, impuestas por el clima local.

Es probable que para propósitos generales, sean suficientes dos juegos de cartas: uno, indicando la profundidad media de la napa superficial homogénea durante los cuatro meses invernales (15 de Noviembre a 15 de Marzo), cuando el alcance es máximo y el otro para los meses del verano (15 de Mayo a 15 de Setiembre), cuando el alcance del rayo directo queda muy reducido por la termoclina secundaria. Para los meses de transición de primavera (15 de Marzo a 15 de Mayo) y otoño (15 de Setiembre a 15 de Noviembre), el alcance sería intermedio y podría predecirse aproximadamente, conociendo el ciclo térmico estacional del horizonte superficial. Estos datos, desde luego, sólo rigen para el Hemisferio Norte.

Dichos mapas deben señalar el espesor promedio de la napa mezclada por el viento de una región a otra, cuando predominan vientos constantes. Con vientos ligeros variables, el efecto diurno

reducirá ampliamente el alcance esperado durante el mediodía, pero este factor podrá predecirse en base a las cartas del tiempo diarias. Resumiendo, el conocimiento actual nos permite afirmar que no es irrazonable suponer que antes de que transcurra mucho tiempo, podrán estimarse las cualidades de transmisión acústica en aguas distantes, hacia las que se navega.

En la esperanza de construír algunos gráficos preliminares, se ha examinado todas las observaciones oceanográficas disponibles, pero la mayoría de estos datos no satisface aún los requerimientos. En aguas libres, ha sido costumbre oceanográfica medir la temperatura sólo en la superficie a intervalos de 50 metros de profundidad. Talvez existe, en la mitad de las estaciones, una lectura adicional a profundidad de 25 metros. Salvo en invierno y en el centro de la zona de vientos alisios, intervalos de profundidad tan amplios proporcionan poca información concerniente al espesor de la napa homogénea, dado que en muchas circunstancias, sólo cabe esperar una napa de 5 a 10 brazas de agua mezclada, superpuesta a la termoclina secundaria. Las estaciones estivales relativamente escasas en que se observaron temperaturas, a intervalos de profundidad suficientemente próximos, no permiten graficar zonas de aguas libres de cierta extensión.

Desafortunadamente, la mayoría de las expediciones oceanográficas han permanecido en el mar durante los meses de verano. Observaciones invernales, sólo fueron realizadas en pocos centenares de puntos y prácticamente todas, en el Atlántico Norte. Dispónese de algunos datos para el invierno del Atlántico Sur, pero casi ninguno del Pacífico Central.

b) Condiciones Invernales en el Océano Atlántico

La distribución de las observaciones existentes, aparece con puntos en la Figura 38. En áreas adónde los datos están muy dispersos para justificar el trazado de contornos, la profundidad observada de la napa superficial mezclada por el viento, fué anotada al lado de la estación, o en casos menos dudosos, los contornos trazados con guiones.

Podrá verse que sobre la plataforma continental, entre Cabo Hatteras y Nueva Escocia, el agua está mezclada desde la superficie hasta el fondo, con excepción de la parte central del Golfo de Maine, adónde predominan profundidades superiores a 100 brazas. Sobrepasando la isobata de las 100 brazas, en el borde de la plataforma continental, las aguas costeras relativamente dulces y frías, están en contacto con las aguas del talúd (ver Figura 21). Tal como hemos expuesto, en este límite sesgado las aguas costeras se hallan generalmente superpuestas al agua del talúd, resultando un incremento de la temperatura con la profundidad. La situación es favorable para la transmisión horizontal acústica y en invierno, la misma estructura continúa sin duda, hacia el noreste a lo largo del borde de la plataforma continental, en las afueras de Nueva Escocia y Terranova.

Por otra parte, el contacto entre las aguas del talúd y la Corriente del Golfo, es tal que, las aguas cálidas de la corriente están superpuestas a las aguas más frías que se extienden al norte de ella, produciendo una franja estrecha de precarias condiciones sónicas, a lo largo del borde septentrional de la Corriente del Golfo. Con toda probabilidad, esta condición continúa hacia el noreste (según la línea de guiones, señalada como "límite norte de la Corriente del Golfo") hasta donde la corriente tenga componente norte.

En el borde austral de la Corriente del Golfo, adónde en una corta distancia, sus aguas calientes están superpuestas al agua superficial algo más fría del Mar de los Sargazos, existe también cerca de la superficie, una franja con cierta estabilidad térmica. Es probable que ella no continúe al Este de los Grandes Bancos.

En la región noroeste del Mar de los Sargazos, los fuertes vientos de temporales invernales mantienen las aguas mezcladas hasta una considerable profundidad. Varias de las estaciones dentro de la línea de contorno señalada en el diagrama con 100, muestran aguas mezcladas hasta profundidades de 200 brazas. En el Atlántico, ella es probablemente el área más extensa de agua mezclada hasta grandes profundidades, salvo en latitudes superiores a los 55°, donde el proceso de mezcla en invierno alcanza profundidades de 500 o más brazas.

Al sur de las Bermudas, señálase un área considerable, adónde aparecen espesores de aguas homogéneas inferiores a 25 brazas. A primera vista parece sorprendente, salvo si tomamos en cuenta la franja de las latitudes de las calmas con vientos moderados y variables, que separa los alisios de los vientos del oeste. En dicha franja, incluso en invierno, el proceso de mezcla ocasionado por el viento, resulta mínimo y en consecuencia, será posible que en la superficie se mantenga una napa de agua mezclada con espesor relativamente pequeño.

A lo lardo del borde septentrional de los alisios, encuéntrase una napa de 50 a 60 brazas de agua mezclada. El espesor de estas aguas con buenas condiciones de transmisión, disminuye paulatinamente en dirección sur. Dos factores parecen explicar tal situación. En primer lugar, como aparece en Figura 11B, la termoclina principal se aproxima a la superficie a lo largo del límite austral de la Corriente Norecuatorial y, en segundo término, la elevada humedad de los vientos alisios en las latitudes bajas, reduce la evaporación (y por consiguiente el enfriamiento superficial) a un mínimo.

Existe, por lo tanto, poca tendencia para la estabilidad térmica en la superficie que ayude a los vientos a mantener una napa mezclada profunda. El efecto producido por los prolongados vientos marítimos de reducir el espesor del horizonte superficial, puede verse claramente fuera de la costa africana, pero las aguas de precarias condiciones acústicas en el Golfo de Guinea, son también explicables por las abundantes lluvias en la zona de las calmas. Las precipitaciones ecuatoriales y una corriente que fluye al noroeste, aparecen responsables del horizonte mezclado relativamente poco profundo, a lo largo de la costa noreste de América del Sur.

Las condiciones en el Caribe, ilustran otro fenómeno oceanográfico general. El transporte de las aguas superficiales por el viento, no coincide con la dirección del mismo. En el Hemisferio Norte, el movimiento es hacia la derecha de la dirección del viento, mientras que en el Hemisferio Sur es hacia la izquierda. De esta manera, en el Caribe los vientos del este imprimen a la capa superficial una componente ligeramente norte, y ello, agregado a la estabilidad ocasionada por las aguas relativamente dulces que entran en la parte sur del Caribe, aportadas por la Corriente de las Guayanas (ver Figura 20), producen condiciones de propagación inadecuadas

en la porción sur del área.

La precaria propagación submarina fuera de la costa de Panamá, es probablemente producto de la permanencia del drenaje fluvial terrestre. Otras áreas con una capa mixta de poco espesor, aparecerán como resultado de vientos insuficientes. En resumen, los lineamientos generales que muestra la Figura 38, pueden explicarse por los factores meteorológicos y oceanográficos, aunque resulta evidente que en varias regiones es necesaria una red mucho más densa de observaciones.

¿Qué puede decirse acerca de las condiciones invernales de propagación en la mayor parte oriental del Atlántico Norte, donde no existen observaciones oceanográficas? Creése que en la superficie, adónde predominan vientos del oeste, se encontrará en pleno invierno, por lo menos 50 brazas de agua mezclada. En el área noreste, las corrientes son anchas y débiles. Por consiguiente, hay pocas zonas pronunciadas de transición horizontal, como aquellas del oeste. A medida que los vientos del oeste arrastran las aguas hacia la costa de Europa septentrional, las condiciones en invierno deberían se excelentes para el proceso de mezcla de las aguas en grandes profundidades. En la plataforma continental frente a Irlanda e Inglaterra y en el Mar del Norte, los datos oceanográficos existentes señalan que la mezcla es total, desde la superficie al fondo. Un número de estaciones en aguas poco profundas a lo largo de la costa de Portugal, indican condiciones similares hacia el sur. Una estación en aguas profundas a corta distancia del Estrecho de Gibraltar, muestra por lo menos 50 brazas de agua mezclada. Resumiendo, en las latitudes donde predominan vientos del oeste, las condiciones favorables de propagación del sonido, deberán ser más frecuentes en la mitad oriental del océano que en la occidental.

El Atlántico Sur fué explorado detalladamente entre 1925 y 1927, por el buque de la Marina alemana "Meteor". Observaciones de la temperatura publicadas por dicha expedición, destacan poco de especial interés para este informe. Las estaciones invernales (15 de Mayo a 15 de Setiembre) del Hemisferio Sur, muestran condiciones muy similares a las del Atlántico Norte. En la parte central del océano, dichas observaciones proveen los siguientes valores medios del espesor del horizonte superficial mezclado por

el viento:

Latitud	Profundidad del horizonte homogéneo
40°S	50 a 75 brazas
30°S	40 a 70 "
20°S	45 a 60 "
10°S	20 a 40 "

En el este, a lo largo de la costa africana, los vientos alisios marítimos reducen mucho la profundidad del horizonte mezclado, mientras que en la costa oriental de América del Sur, las pocas observaciones diseminadas también indican condiciones relativamente precarias de transmisión submarina. No existen contradicciones con los datos disponibles y los principios enunciados en el análisis de las observaciones del Atlántico Norte. En resumen, hay mucha propabilidad de que, si poseyeramos un conocimiento a fondo de las condiciones de propagación del sonido en uno de los océanos, podríamos aplicar esos resultados al resto del mundo. Los sistemas de corrientes de todos los océanos admiten extricta comparación; lo mismo puede sostenerse para sus sistemas generales de vientos, que son muy similares.

c) Condiciones Invernales en el Océano Pacífico

Hasta disponer de observaciones reales, creése que durante los cuatro meses invernales, los "Pilot Charts", pueden interpretarse en cierto grado en términos de la propagación del sonido, siempre que consideremos los diferentes factores oceanográficos discutidos en el presente informe. Tomemos por ejemplo, el Océano Pacífico Norte en invierno y tengamos en cuenta como debe variar el espesor de la napa mezclada por el viento, de una región a otra.

Comenzando con la región este, encontraremos vientos predominantes del noroeste que soplan en dirección paralela a la costa desde frente a San Francisco hasta el extremo sur de la Península de Baja California. Dado que, ello ocurre en el Hemisferio Norte, tales vientos producirán en la napa superficial, una componente hacia el mar con afloramiento a lo largo de la costa. En las proximidades litorales cabe esperar malas condiciones de propagación del sonido; pero el espesor del horizonte mezclado por el viento

aumentará gradualmente al alejarse de la costa, de modo que, a una distancia de 200 millas desde tierra, podría encontrarse un horizonte de 25 brazas de agua homogénea.

En casos como el registrado frente a California, donde la corriente fluye hacia el sur, existe otro factor desfavorable a la acústica submarina. Dado que, las aguas provenientes del norte transitan hacia latitudes más templadas e incluso en el invierno, ello producirá cierto calentamiento superficial.

Prosiguiendo hacia el sur, los vientos marítimos a lo largo de la costa de México y América Central, convertirán esta zona en una región de precarias condiciones para la medición sónica, comparable a las latitudes similares en la costa occidental de Africa.

Más al oeste, en la franja de los vientos alisios del noreste, las condiciones serán similares a aquellas de la región correspondiente al Atlántico Norte. La zona de las calmas queda en pleno invierno, aproximadamente en Latitud 5°N y allí la napa superficial poseerá considerable estabilidad debido a las grandes lluvias y mínima evaporación. Hacia el norte y a través de los alisios, el espesor de la capa homogénea aumentará desde sólo algunas brazas en la región de las calmas, hasta 50 o más brazas en el borde austral de la zona de las mismas. Ello explica las buenas condiciones existentes para la transmisión sónica en el Archipiélago de Hawaii. Dichas condiciones deberán mejorar hacia el oeste.

El área algo al este de las Filipinas, puede compararse con las aguas próximas a las Bahamas, mientras que de allí hacia el norte, en dirección del Japón, las condiciones serán muy parecidas a la mitad occidental del Atlántico Norte en latitudes correspondientes.

La plataforma continental frente al Japón es mucho más angosta que a lo largo de nuestra costa oriental (excepto cerca de Cabo Hatteras). En consecuencia, la corriente caliente del Japón corre al noreste cerca de la costa. No obstante, al norte de Latitud 35°N, abandona la costa igual que la Corriente del Golfo, debiendo predominar malas condiciones de propagación a lo largo de todo el borde septentrional de la corriente caliente. Más afuera, en las latitudes de los vientos del oeste, cabe esperar en invierno una capa muy espesa de agua mezclada, igual que en la parte noroeste del

Mar de los Sargazos.

d) Condiciones Estivales en el Oceáno Atlántico

Si volvemos a los cuatro meses de verano (15 de Mayo a 15 de Setiembre), los datos oceanográficos no ofrecen ayuda alguna, dado los excesivos intervalos entre profundidades adónde la temperatura ha sido generalmente observada. Es probable que en las latitudes de los vientos del oeste sólo existan entre 5 y 10 brazas de agua mezclada. Además, la termoclina diurna durante los períodos de vientos moderados produce a menudo, aguas térmicamente estables hasta profundidades de 2 a 3 brazas.

En las latitudes de los vientos del este, las condiciones de propagación estivales serán algo más favorables. En el centro de los vientos alisios en el Atlántico Norte, un número de estaciones oceanográficas estivales muestran en la superficie de 25 a 40 brazas de agua mezclada. Cercano al Ecuador, el efecto de la termoclina secundaria desaparece, de modo que puede vaticinarse que, entre las Latitudes 10°N y 10°S, no hay diferencias del invierno al verano, salvo cuando el sistema de vientos transládase hacia el norte y el sur siguiendo al sol. Ello ocasionará un desplazamiento de la latitud de la zona de las calmas y de la napa superficial estable. Pero en las latitudes bajas, donde los alisios soplan constantemente, la estación ejerce poca influencia en el exíto de la ecomedición.

CAPITULO II

M. B. Dobrin Naval Ordnance Laboratory, Washington, D. C.
Publicado por: "Science"; Vol. 105, No. 2714; pp. 19-22; Enero de 1947.

MEDICIONES DEL RUIDO SUBMARINO PRODUCIDO POR LA FAUNA MARINA

Desde antaño, ha constituído información común entre los pescadores, que ciertas especies de peces producen ruidos submarinos. Durante un siglo por lo menos, naturalistas y zoólogos han publicado observaciones de dicho fenómeno. No obstante, hasta tiempos recientes, todas las observaciones sobre ruidos así producidos, fueron incidentales y cualitativas. La literatura biológica carece de mediciones físicas sobre su frecuencia de distribución o intensidad. Sólo a partir de la Segunda Guerra Mundial, resultó necesario poseer datos cuantitativos exactos de los ruidos biológicos del mar. La introducción durante la guerra, de instrumental acústico submarino, tal como: equipos de escucha, detectores submarinos, mecanismos para minas acústicas y torpedos buscadores, produjo incógnitas sobre la interferencia a esperar, proveniente del ruido ambiental natural dentro del mar. Dicha razón, requería información respecto a la naturaleza y magnitud del ruido posible, en diversas localidades y condiciones. Como no existían datos de tal tipo, en la literatura general, las agencias militares investigadoras, interesadas en el sonido submarino, debieron realizar sus propias mediciones. De esta manera, acumúlose gran cantidad de información, aumentando considerablemente el conocimiento previo del sonido presente en el mar y su fuente de orígen.

Aunque las olas, vientos y corrientes de mareas, producen medibles magnitudes de ruidos marinos, rara vez sobrepasan 1 dina/cm ^{2} en la banda de una octava y generalmente, es mucho menor. Además, las fuentes biológicas pueden ser responsables de pronunciados sonidos con presión de una octava y varios cientos de dinas por centímetro cuadrado.

Mediciones del Ruido Natural Submarino

El Laboratorio de Armas Navales (Naval Ordnance Laboratory), efectuó mediciones del ruido ambiental en diferentes ubicaciones adónde era de especial intensidad, registrando los niveles más altos observados en lugar alguno. Conjuntamente, realizose la sistemática identificación para individualizar las diferentes especies productoras de ruidos. Ello requirió elaborados análisis sobre especies segregadas de peces, tanto en acuarios como en lagunas experimentales.

Procedimiento: los ruidos submarinos ambientales fueron recibidos en todas las localidades mediante hidrófonos submarinos, registrándolos en discos escuchados posteriormente en un analizador de octavas sobre varios grabadores de cinta Esterline-Angus. Cada octava superior a la frecuencia de 50 a 3200 c.p.s., fué registrada en cinta independiente. La calibración se obtuvo con señal de 1 kilociclo, correspondiente a una presión sónica conocida, inyectada al circuito del hidrófono. Los espectros fueron calculados y trazados a partir de las cintas de octavas. Los registros de discos también estuvieron disponibles para identificación y escucha.

Los hidrófonos consistieron del modelo a cristal Brush C-21, recubierto de goma y del tipo a condensador RCA 2A con diafragma Monel. Ambos tenían un preamplificador dentro de la caja. Discos construídos con preamplificadores de corte, accionados a través de amplificadores registradores Brush o RCA. Los filtros del sistema analizador fueron modelo octava Erpi. El sistema registrador está diseñado para proveer presión sónica media rectificada, en lugar de raíz cuadrada o presión máxima. En el caso de ruidos impulsivos, como el tamborilleo y la trituración, producidos por los peces, el sonido máximo será 40% superior que la señal rectificada.

Datos Observados en el Mar

Registros con discos del ruído ambiental submarino en mar abierto, han sido efectuados por el Laboratorio de Armas Navales en varios puntos a lo largo de la costa este de los Estados Unidos, desde la Florida a Cabo May. Durante el curso de tales relevamientos, se escuchó y registró sonidos biológicos variados, pues

las mediciones se hicieron bajo diversas circunstancias en relación con las condiciones oceanográficas, estación del año, hora del día, etc.

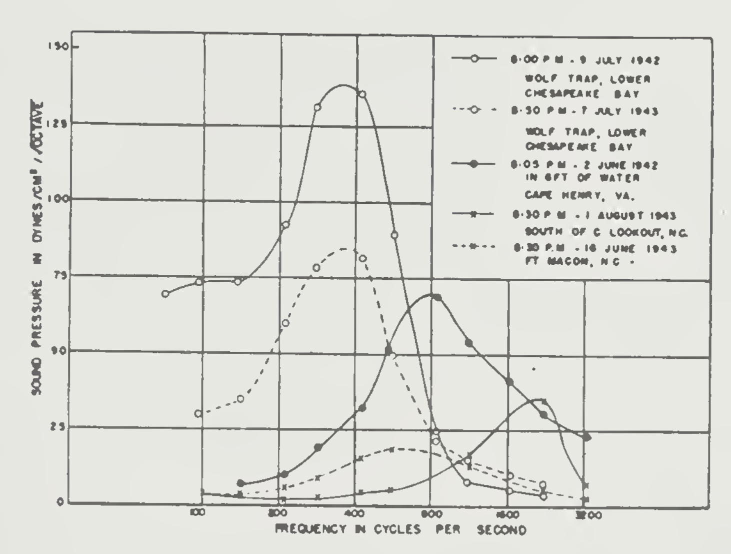


Figura 1. Espectro del ruido submarino producido por la fauna marina en varios lugares de la costa oriental de los Estados Unidos de América del Norte.

Frequency in cicles per second: Frecuencia en ciclos por segundo.

<u>Espectro de Frecuencias</u>: las grandes variaciones ambientales a esperar en una sola ubicación, se ilustran en la Figura 1, con los espectros obtenidos en varios lugares típicos, a lo largo de la costa oriental. Las ordenadas representan la presión sónica observada dentro de la banda de 1 octava. Quedan trazadas en la frecuencia de media banda en las octavas, desde 50 a 3200 c.p.s., y los puntos están conectados por curvas suaves. Las dos curvas mayores fueron registradas en Wolf Trapp (centro de la Bahía Chesapeake) donde la profundidad del agua es 40 piés a principios de julio, pero en años sucesivos. Las frecuencias caracterízticas son casi idénticas, aunque el nivel de 1942 , resulta aproximadamente 60% superior al de 1943. El nivel de ruido máximo observado, ocurre en la frecuencia de 350 c.p.s. Más de una octava inferior al máximo registrado en Cabo Henry durante 1942, cinco semanas antes y representado en la Figura 1, mediante la tercera curva más alta. La diferencia podrá atribuírse más al intervalo de tiempo entre las dos mediciones que a la separación geográfica. Como la fuente

sónica en todos los casos, provino de croadores u otras especies de la familia Sciaenidae, seguramente los peces al crecer, durante el período intermedio, produjeron vibraciones resonantes de tono más bajo.

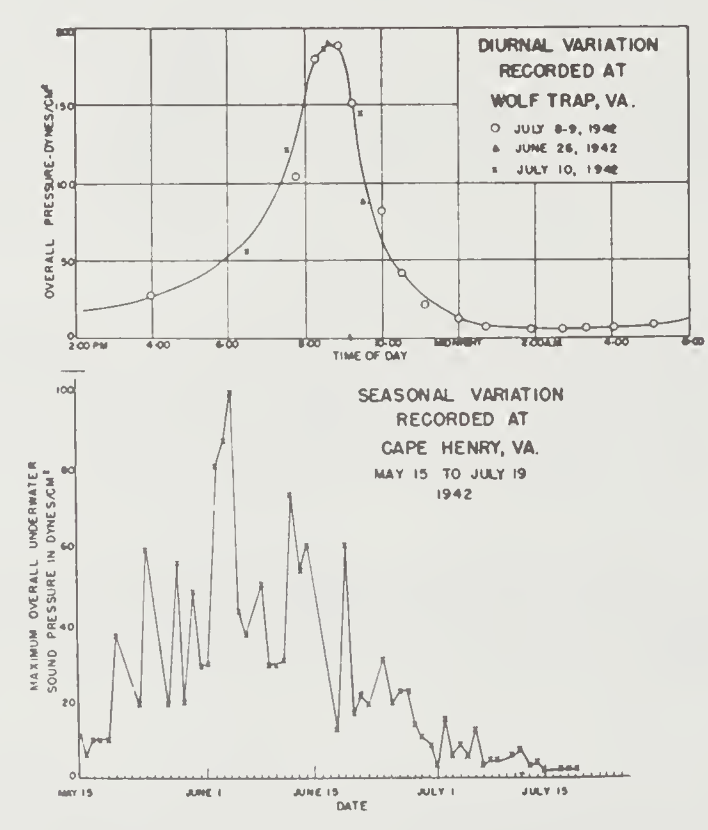


Figura 2. Variación diurna del ruido submarino producido por la fauna marina en Wolf Trapp, Virginia y variación con las estaciones del año del ruido diurno en Cabo Henry, Virginia.

Con referencia a las otras dos curvas, la ubicada en Fort Macon (Carolina del Norte), registrada en Junio de 1943, produjo un máximo de 600 c.p.s., provenientes seguramente de croadores. La otra, registrada desde un bote en alta mar en el Atlántico, ubicada alrededor de 20 millas de la costa, al sur de Cabo Lookout, (Carolina del Norte). El ruído allí, aunque de caracterízticas similares al de los croadores, es de tono más agudo que el registrado en cualquier otro lugar para la familia Sciaenidae; cuyo máximo ocurre en 2400 c.p.s. La búsqueda de referencias bibliográficas revela que la trucha bastarda (Cynoscion nothus), es común en este área lejos de la costa, pero no ha sido encontrada cercana al litoral. Dicha especie, con longitud mínima de 3 pulgadas, es más pequeña que

otros peces tamborilleros observados a lo largo de la costa este de los Estados Unidos y, es factible produzca sonidos más agudos.

Variación con las Estaciones del Año: diversos efectos estacionales provenientes de sonidos submarinos, fueron observados en los registros de la Bahía Chesapeake. Tal variación se asoció al desplazamiento estacional de los croadores en la Bahía. Los niveles diarios máximos de ruidos nocturnos en Cabo Henry, aparecen trazados en la Figura 2, cubriendo el período desde mediados de Mayo a mediados de Julio. La actividad máxima tuvo lugar a principios de Junio y llegado el 15 de Julio, cesa casi por completo.

Efectos Diurnos: La variación diurna del ruido ambiental en Wolf Trapp, señalase en la Figura 2, y representa observaciones compuestas tomadas en tres diferentes dias durante el verano de 1942. Allí el máximo fué obtenido a las 8:30 P. M., siendo la curva casi simétrica alrededor de esa hora. Al año siguiente en Beaufort y Fort Macon (Carolina del Norte), el nivel máximo obtuvose durante Junio, a las 12: 30 A. M., cada noche. La razón para esta aparición nocturna sónica bién definida y recurrente, no se conoce con exactitud, pero sospechase que el máximo coincide con la actividad alimenticia en el fondo.

Estudios sobre Peces Segregados

Los sonidos producidos por especies de peces, han sido registrados y medidos en el Acuario Shedd (Chicago) y por el U. S. Fishery Biological Laboratory, (Beaufort, Carolina del Norte). El propósito de dichos estudios fué determinar cuáles especies de la colección eran sónicas, bajo que condiciones las especies sónicas eran inducidas a producir ruido y la naturaleza general del mismo. Aunque, los sonidos registraronse sobre discos, no resultó posible medir las presiones absolutas sónicas o efectuar análisis precisos de frecuencia. La mayoría de los peces que produjeron sonido en el acuario, pertenecían a familias registradas previamente como sónicas en la literatura biológica. Sin embargo, diversas especies no registradas anteriormente, aparecieron como prolíferas productoras de sonido. En dicho grupo, encontrose algunas pertenecientes a la familia Pomacentridae, como los Hypsypops rubicundus o garibaldi, provenientes del sur de California y los Eupomacentrus

fuscus, o peces de arrecifes coralinos, como también ciertas especies de barbos.

Las condiciones de segregación en Beaufort, fueron mucho más favorables para mediciones cuantitativas precisas de los rumores producidos por los peces. Se colocaron las especies dentro de cercas separadas por alambre tejido, en lagunas experimentales de agua salada de 75 x 85 piés y 3 piés de profundidad, con fondo de barro, instalando hidrófonos en cada una. Los peces fueron atrapados por pescadores comerciales que los transportaron al acuario experimental. El número de especímenes estudiados, constituyó desde varios centenares de croadores hasta sólo tres, en el caso de los petirrojos (sea robins). En la Figura 3, aparecen las frecuencias caracterízticas de las diversas especies sónicas.

Croador o Graznador: (Micropogon undulatus, "croaker"). El pez tamborillero más común en aguas de los estuarios de la costa oriental de los Estados Unidos es el croador y creése, constituye el mayor productor de sonido observado en experimentos discutidos previamente en el mar abierto. Su ruido consiste de rápidos redobles de tambores, semejantes al sonido del taladro eléctrico perforando asfalto. Dicho ruido es producido por la acción de "músculos tamborilleros" especiales, que pegan contra la vejiga de aire del pez, emitiendo vibraciones resonantes en frecuencias que deben ser inversamente proporcionales a su largo. Cautivos, dentro de cercas de alambres, produjeron sonidos espontáneos, pero de marcado menor vigor e intensidad que lo observado bajo condiciones completamente naturales. Los estallidos consistieron en sólo 2 o 3 golpes de tambor, de tono bajo, en vez del rápido trino vibrante escuchado en aguas libres. Los sonidos fueron perceptibles bajo el agua, hasta 25 piés desde la fuente, según reveló el hidrófono al ser removido de la cerca de croadores, hasta que el ruido caracterízitico dejó de distinguirse.

Pez Sapo: (Opsanus tau, "toadfish"). Constituyó el más interesante ejemplar estudiado en el presente relevamiento. Este género: habitante del fondo, constructor de nidos, indolente, irritable, produce sonidos mucho más intensos que cualquier otra forma de vida marina investigada. El ruido con duración aproximada de

medio segundo, es una intermitente explosión musical de tono bajo, algo similar a la sirena de los buques, concentrado en el extremo de las bajas frecuencias del espectro, según indica la curva típica de la Figura 3, que representa el rumor emitido por el pez sapo a pocas pulgadas del hidrófono.

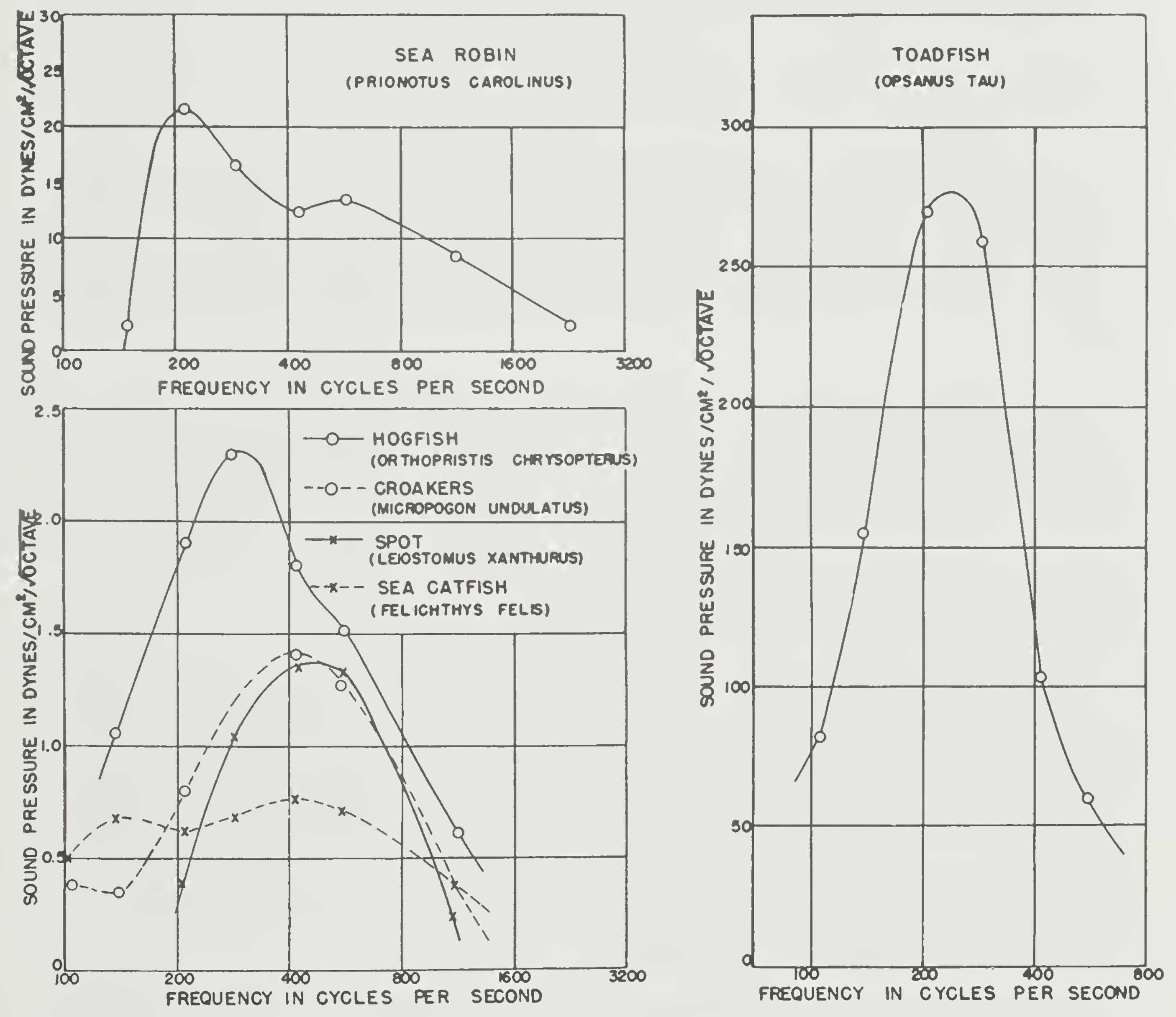


Figura 3. Espectro sónico para grupos segregados de peces ruidosos.

Desafortunadamente, la identificación de tal sonido está basada más en la evidencia circunstancial que directa. No fué posible obtener identificación directa, porque ningún especimen cautivo del pez sapo produce ruido. Por lo tanto, en lugar de seguir el procedimiento habitual de capturar el pez e inducirlo a producir ruido, ubicamos

primero el sonido sospechado en mar abierto, buscando su rastro. No resultó difícil, porque el ruido musical caracteríztico oyóse casi constantemente, al menos a la distancia, en todo lugar adónde el hidrófono descendió en el agua. Al mover el hidrófono hacia la fuente emisora sónica, hasta registrar el máximo de intensidad, se halló que ella permaneció en idéntica ubicación sobre el fondo, durante varios dias. Tal hecho sugirió definitivamente, como fuente al pez sapo, pues constituye la única especie indolente del área.

Para obtener prueba directa, inténtose bucear, pero fracasó debido a la poca visibilidad. Se sumergió entonces, como trampa un cebo para cangrejos, en el punto donde el hidrófono indicaba sonido máximo. Inmediatamente cesaron las explosiones, por primera vez en más de una semana y al izar la trampa contenía un pez sapo.

Pez Marrano: (Orthopristis chrysopterus, "hogfish"). Muy semejante al hemulón, pez tropical común, cercano a las costas, el pez marrano adquiere su nombre del gruñido caracteríztico que hace, al sacarlo del agua. El sonido producido por el rechinar de los dientes faríngeos, tiene calidad áspera, raspante. Debajo del agua es realizado espontaneamente, mediante estallidos de 4 o 5 sonidos estridentes de rápida sucesión.

El pez marrano es común en las aguas circundantes a Beaufort, pero el sonido oyóse sólo ocasionalmente desde el Muelle del Laboratorio Pesquero de Piver Island o en Fort Macon. Basándose en experimentos previos realizados en acuarios y en Beaufort, concluyóse que los peces emisores de ruidos, al rechinar los dientes faríngeos , no constituyen fuentes tan importantes de ruido submarino, como aquellos productores de sonido por la acción de vejigas de aire, ej: el croador y el pez sapo.

Pez Manchado : (Leiostomus xanthurus, "spot fish"). Por pertenecer a la familia Sciaenidae, hallåse íntimamente relacionado al croador, pero produce sonido de timbre muy diferente. Puede describirse mejor, como una serie de roncos bocinazos, cuyo nivel volumétrico y distribución de frecuencia, aparecen en la Figura 3. Al remover el hidrófono del recinto conteniendo dicho pez, indicó que el sonido era audible hasta sólo 5 piés de la fuente, por lo tanto, no es inicialmente tan intenso como el del croador.

Los peces manchados fueron escuchados ocasionalmente en los alrededores de la Isla Piver y aguas litorales alrededor del Cabo Lookout, pero la magnitud y carácter del ruido son tales que no se los considera de significativa contribución al ruido ambiental total en aguas libres. Son solitarios, más que gregarios y por lo tanto, las fuentes sónicas hallánse dispersas.

Petirrojo :(Prionotus carolinus, "sea robin"). Las observaciones de segregación para estos peces, no resultaron muy satisfactorias, porque los ejemplares fueron difíciles de encontrar y los únicos registros sónicos, efectuarónse en estanques de acuarios y no en recintos experimentales. El sonido de dicha especie es tan caracteríztico, que las pruebas de acuarios hicieron que la identificación en aguas naturales fuera bastante simple.

El sonido del petirrojo puede ser mejor descrito como un modulado graznido rítmico, chillido o cacareo, semejante a los ruidos generalmente asociados con las granjas. La curva de la Figura 3, provee la frecuencia caracteríztica y el nivel en el caso de un especimen en una piscina de concreto muy reflectiva.

Los sonidos del petirrojo se oyeron frecuentemente durante los experimentos de escucha en aguas abiertas, en la Isla Piver y Fort Macon, especialmente en el último lugar. También fueron discernibles en las pruebas de recepción del Cabo Lookout. Nunca fué posible, en el curso de las mediciones en el mar, determinar niveles del ruido ocasionados sólo por los petirrojos, pues siempre se escucharon simultáneamente junto con los croadores y otras especies sonoras.

El mecanismo productor de ruido del petirrojo es idéntico al del pez sapo, según Tower (1). Sin embargo, la considerable diferencia entre ambos sonidos, tanto en carácter e intensidad, deja dudas sobre la validez de tal observación.

Barbo: (Felichthys felis, "sea catfish"). Durante el curso de las pruebas de segregación, encontróse de manera inesperada, que el barbo común es importante productor sónico. Ejecuta tamborilleos rítmicos, similares al golpeteo del tom-tom, difiriendo del tamborilleo del croador en que no es ondulante, sino de golpes

rápidos e igualmente espaciados. Este sonido se escuchó en condiciones naturales en Fort Macon y Bogue Sound, cerca de Morehead City. Para dicho estudio, las mediciones, realizáronse con cuatro barbos en un recinto experimental.

El estímulo para la producción de ruido sónico por la fauna marina, yace fuera del objetivo del presente trabajo. Sin embargo, mejores conocimientos al respecto, harán posible comprender substancialmente, modelos del comportamiento en las especies sónicas.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

(1) Tower, R. W., Ann. N. Y. Acad. Sci., 1908, 18, pp. 149-180

CAPITULO III

V. O. Knudsen University of California, Los Angeles, California.
R. S. Alford Bell Telephone Laboratories, New York.
J. W. Emling Publicado por Journal of Marine Research; Vol. 7, No. 3, pp. 410-429; 1948.

EL RUIDO AMBIENTAL SUBMARINO

Introducción

El presente trabajo provee una pequeña pero significativa noción de la acústica submarina; examina y compila los principales datos aprovechables sobre los ruidos ambientales submarinos (hasta el 15 de Marzo de 1944). Está condensado de un informe científico extenso, que contiene 76 páginas y 146 mapas y figuras, preparado por los autores como compilación de referencias para los grupos navales y civiles, que especificamente se ocupaban de problemas submarinos, durante la Segunda Guerra Mundial. La mayor parte de este material fué cedido por las siguientes organizaciones:

U. S. Navy Ordnance Laboratory;
Massachusetts Institute of Technology (M. I. T.)
Bureau of Ships (U. S. Navy)
Columbia University, Division of War Research
University of California, Division of War Research.

TABLA I. Ubicaciones Generales donde el Ruido Ambiental fué Medido:

Bahía de Boston y las afueras de Massachusetts;
Ensenada de Long Island;
Inmediaciones de la Isla Block;
Puerto de Nueva York y alrededores;
Baja Bahía de Chesapeake e inmediaciones Cabo Henry;
Beaufort, Carolina del Norte;
Florida y las Bahamas;
Ensenada Puget;
Bahía de San Francisco y cercanías;
San Diego y sus proximidades;
Oahu e Islas Midway;

Portsmouth, Inglaterra;
Loch Goil, Escocia;
Inmediaciones Islas Hébridas.

La Tabla indica las áreas donde los ruidos submarinos fueron medidos. El rango de frecuencias escuchadas abarca desde 100 c.p.s., hasta 25 kilociclos. Están expresados en niveles de presión, en decibeles relativos a 0,0002 dinas/cm^2. Frecuentemente los resultados están dados en términos del "espectro del nivel de presión", ej: el nivel de presión en una banda del ancho de un ciclo, en función de la frecuencia. Estos valores son derivados, pues las mediciones se hacen utilizando filtros con un ancho de banda de alrededor de una octava, aunque en algunas mediciones, el ancho de banda es menor o mayor que una octava.

Naturaleza Cualitativa de los Ruidos Ambientales

El término "ruido submarino", se usa para describir sonidos submarinos molestos que tienden a interferir la operabilidad de los equipos acústicos.

El "Ruido ambiental", referido a veces, como ruido de fondo, es el sonido que normalmente prevalece en el agua y es usual que sea producido por una multiplicidad de fuentes tales como: el movimiento del agua, la vida marina y ruidos de buques.

En general, no es posible especificar cuantitativamente la contribución de cada uno de los ruidos presentes, pero frecuentemente un tipo particular de fuente es conocida como preponderante. En tales casos, resulta conveniente referirse al ruido ambiental, más especificamente como ruido de agua, de la vida marina, de buques, etc. Existen tres fuentes principales productoras de ruidos ambientales:

1) Movimiento del Agua: es generalmente la fuente principal del ruido en el mar abierto y aguas profundas. La magnitud queda determinada por el movimiento de la superficie del mar, particularmente el número y tamaño de las olas, rompientes y corderillos. Por lo tanto, los ruidos producidos por esta causa, hallánse vinculados a las condiciones climáticas.

2) Biología Marina: producida por gran número de vertebrados y crustáceos, hallados generalmente en aguas poco profundas, tropicales o subtropicales. Son comunes las variaciones diurnas y estacionales.

3) Buques y Ruidos producidos por el Hombre: Fundamentalmente en puertos de mucho tráfico y aguas adyacentes. La magnitud depende de las condiciones locales y puede variar mucho en función del tiempo.

El ruido de agua es causado por un gran número de fuentes distribuídas en la superficie del mar. Para dicho tipo de ruido, el campo de distribución debe considerarse esencialmente isotrópico. La distribución isotrópica debe esperarse también en el centro de extensas áreas que contengan fauna marina. A cierta distancia de tales regiones o cerca de concentraciones localizadas de vida marina, el nivel de ruidos variará con la orientación y distancia, desde la fuente emisora. Similar situación existirá donde el ruido sea producido, primariamente por algunos buques próximos.

La variabilidad es la caracteríztica preponderante de los ruidos ambientales. La magnitud del ruido producido por una fuente individual, varía a cada instante y muchas fuentes presentan amplias variaciones, diarias y estacionales. Algunas fuentes, como buques, cambian su posición geográfica con el tiempo. Los ruidos ambientales son producidos por numerosas causas, algunos cerca del punto de observación y otros lejos. En consecuencia, las variaciones de la pérdida de transmisión del medio. constituyen también causas de variabilidad.

Por estas razones, el ruido ambiental no puede especificarse como una cantidad constante y debe ser descrito en términos estadísticos. Ello es: puede hacerse una estimación más probable (o promedio) de la cantidad de ruido factible bajo determinadas circunstancias. Además, resulta a menudo posible, estimar el grado de variabilidad en términos de la distribución de la frecuencia versus tiempo, o en términos de la desviación típica, cuando la distribución sigue una ley normal. El conocimiento del ruido promedio y la magnitud de la variación a partir de este promedio, resulta esencial para la correcta aplicación de datos cuantitativos sobre ruido ambiental.

Ruidos Producidos por el Movimiento del Agua

El término "ruido de agua", es utilizado para designar el ruido submarino (a distancia suficiente de la costa para eliminar el ruido de las rompientes cerca de la playa), producido por la agitación de la superficie del mar. Dicha agitación, origínase generalmente por el viento. El ruido de agua, constituye el principal tipo de ruido que encontramos en mares abiertos y profundos. Prácticamente, en todas las partes del océano, el ruido de agua es una componente importante del ruido total. por lo menos en cierta porción del espectro.

El ruido es también producido por la ruptura de la resaca, impacto de la lluvia y granizo, sobre la superficie del mar y ocasionalmente, por el movimiento del material del fondo, como: rocas, pedregullo, conchillas, etc. Surgientes submarinas, volcanes y escapes de gases, hielos superficiales y témpanos sujetos a tensiones, son motivo de fuentes ruidosas.

TABLA II . Escalas Meteorológicas

Estado del Mar

Escala No.	Descripción	Altura Olas Cresta-Valle (piés)
0	Calm	0
1	Smooth	<1
2	Slight	1-3
3	Moderate	3-5
4	Rough	5-8
5	Very Rough	8-12
6	High	12-20
7	Very High	20-40
8	Precipitous	>40

Fuerza Beaufort

Escala No.	Descripción	Velocidad m.p.h.	Nudos
0	Calm	<1	<1
1	Light Air	1-3	1-3
2	Light Breeze	4-7	4-6
3	Gentle Breeze	8-12	7-10
4	Moderate Breeze	13-18	11-16
5	Fresh Breeze	19-24	17-21
6	Strong Breeze	25-31	22-27
7	Strong Wind	32-38	28-33
8	Fresh Gale	39-46	34-40
9	Strong Gale	47-54	41-47
10	Whole Gale	55-63	48-55
11	Storm	64-75	56-65
12	Hurricane	>75	>65

Asumese en general, que el ruido de agua es producido principalmente por las crestas de las olas que rompen en la superficie del mar. También se cree, que las ondulaciones de la superficie no contribuyen en forma apreciable al ruido submarino. Su magnitud, probablemente queda relacionada de manera compleja a tales variables, como: altura de las olas, inclinación de las mismas y número y magnitud de corderillos presentes. Teóricamente, la estimación del ruido submarino puede basarse en la combinación de los efectos de todas las variables consideradas. Un nivel de ruidos razonables puede estimarse, basándose en la altura de las olas o la velocidad del viento.

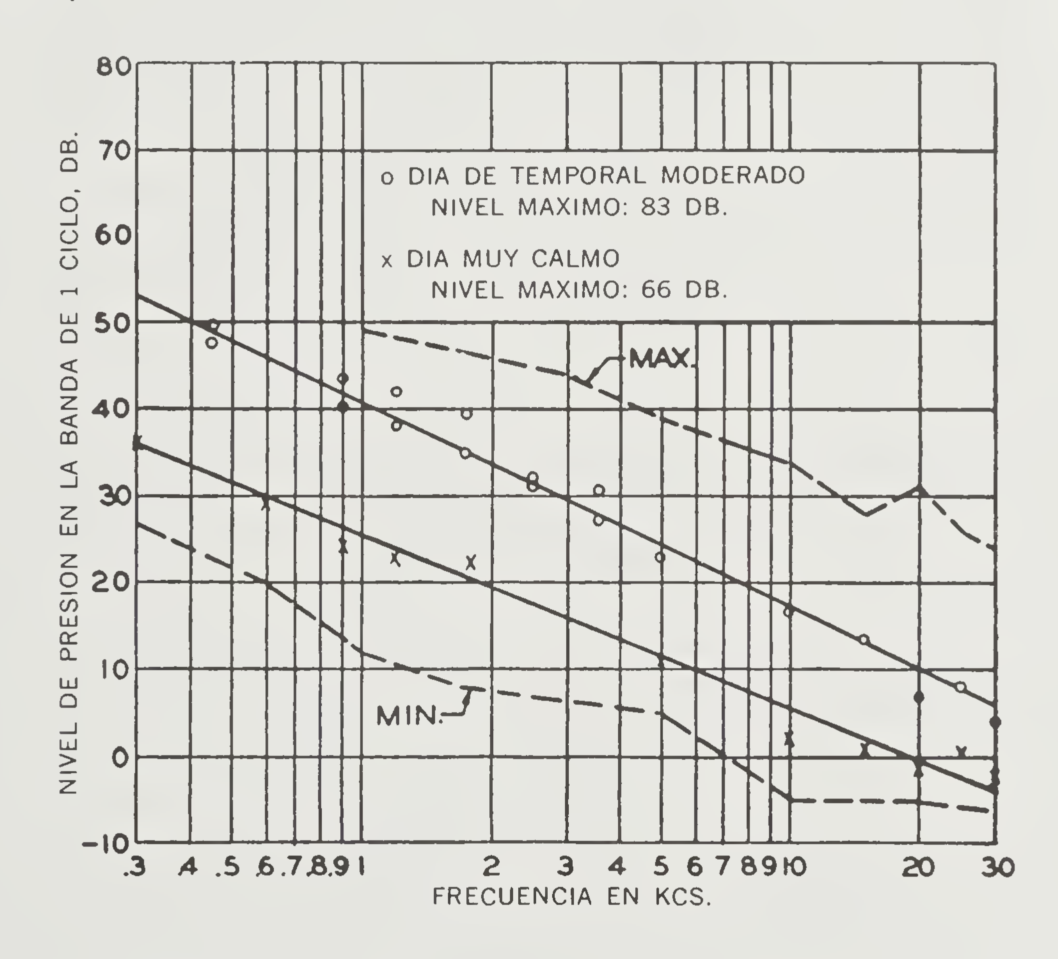


Figura 1. Espectro de los niveles de presión del ruido ambiental en la Ensenada de Long Island.

La Tabla II presenta escalas meteorológicas de uso corriente, para describir el estado del mar (en términos de altura de olas) y fuerza del viento Beaufort (velocidad en nudos o en millas por hora).

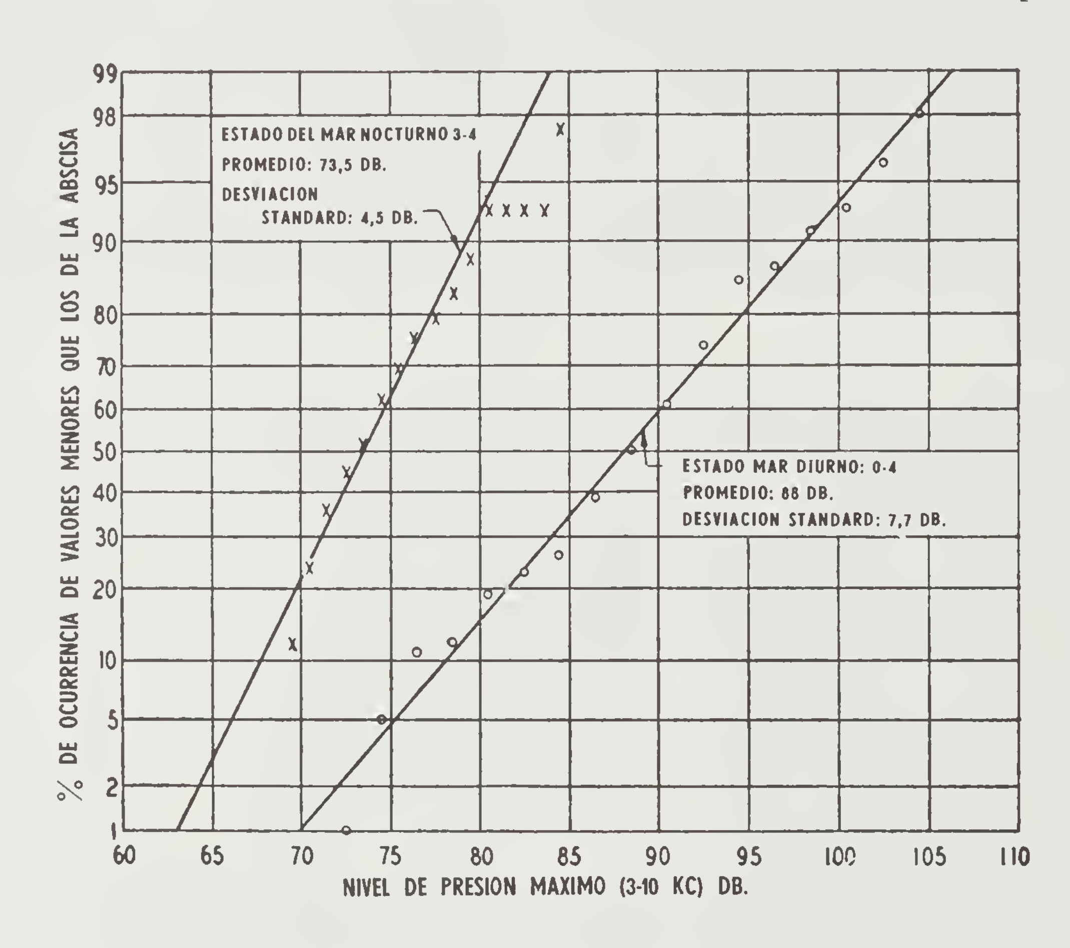


Figura 2. Ruido ambiental en las inmediaciones Puerto Nueva York; distribución de los niveles de presión total.

Las Figuras 1 a 3, ilustran los resultados de medidas del ruido, ocasionado principalmente por el movimiento de las aguas. Así, la Figura 1 nos muestra el espectro de los niveles de presión en Long Island, en un día de calma y en otro moderadamente tempestuoso. El nivel de presión de extremo a extremo, (0, 1 a 10 kilociclos), correspondiendo a tal espectro 66 a 83 db, respectivamente, extendiendo las curvas en línea recta hasta los 100 ciclos por segundo. En la misma figura, se muestra el máximo y mínimo nivel de presión de ruidos, medido entre Julio y Noviembre de 1942, en aguas adyacentes al Puerto de Nueva York.

La Figura 2 está basada en el estudio de los ruidos en el área entre la Playa Rockaway y Sandy Hook, entre Marzo y Abril de 1943. Para el rango de frecuencias entre 150 ciclos por segundo y 25 kilociclos y los niveles de presiones máximas en la banda de 0, 3 a 10 kilociclos.

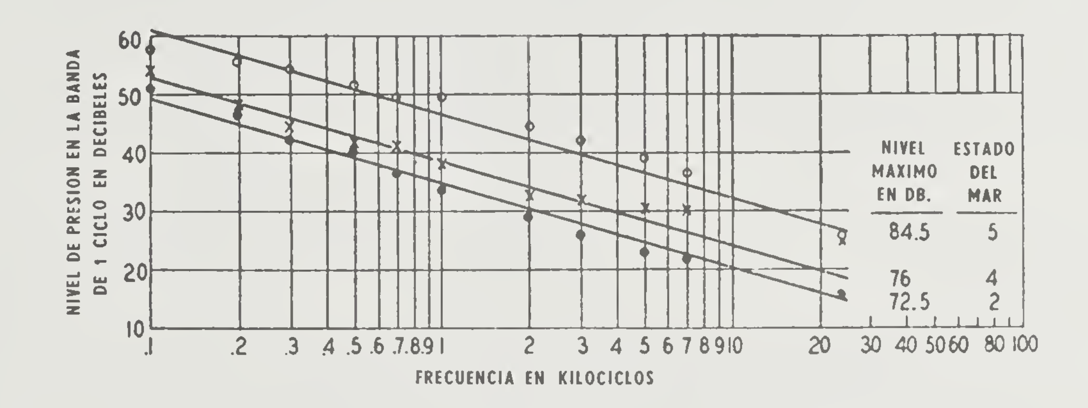


Figura 3. Espectro del nivel de presión del ruido ambiental en mar libre, profundidad alrededor de 700 piés.

Sólo la distribución acumulativa de la ocurrencia de niveles de todas las presiones, para una serie de mediciones diurnas (cuando los ruidos de buques eran predominantes) y para series de observaciones nocturnas (cuando los ruidos de buques casi no existen), se exhiben en la Figura 2; graficados de la manera usual para determinar el valor promedio y la desviación típica. La curva de las mediciones nocturnas, con mar estado 3 y 4, estímase libre de ruidos producidos por el hombre y probablemente representa ruido del agua. Si todos los niveles de presión fuesen medidos en el ancho de banda de: 0, 1 a 10 kilociclos, en vez de: 0, 3 a 10 kilociclos; ellos podrían ser 2 db superiores a lo señalado en la Figura 2. La comparación de las dos curvas de la Figura 2, revela la marcada diferencia entre el nivel de ruidos submarinos diurnos y nocturnos, en proximidades de un puerto laborioso.

La Figura 3 muestra los niveles del espectro de presión de ruido en aguas abiertas y profundas a 5 millas de Fort Lauderdale, Florida, para estados del mar 2, 4 y 5. Las mediciones fueron hechas utilizando un hidrófono sensible, acoplado a un sistema con escaso nivel de ruido. El hidrófono fué cuidadosamente suspendido de un cable - por medio de resortes amortiguables - de manera que,

el movimiento del hidrófono resultará mínimo, aún en mar muy agitado. La profundidad de inmersión del hidrófono varióse entre 25 y 300 pies. No se observaron variaciones sistemáticas de la presión máxima con el descenso del hidrófono.

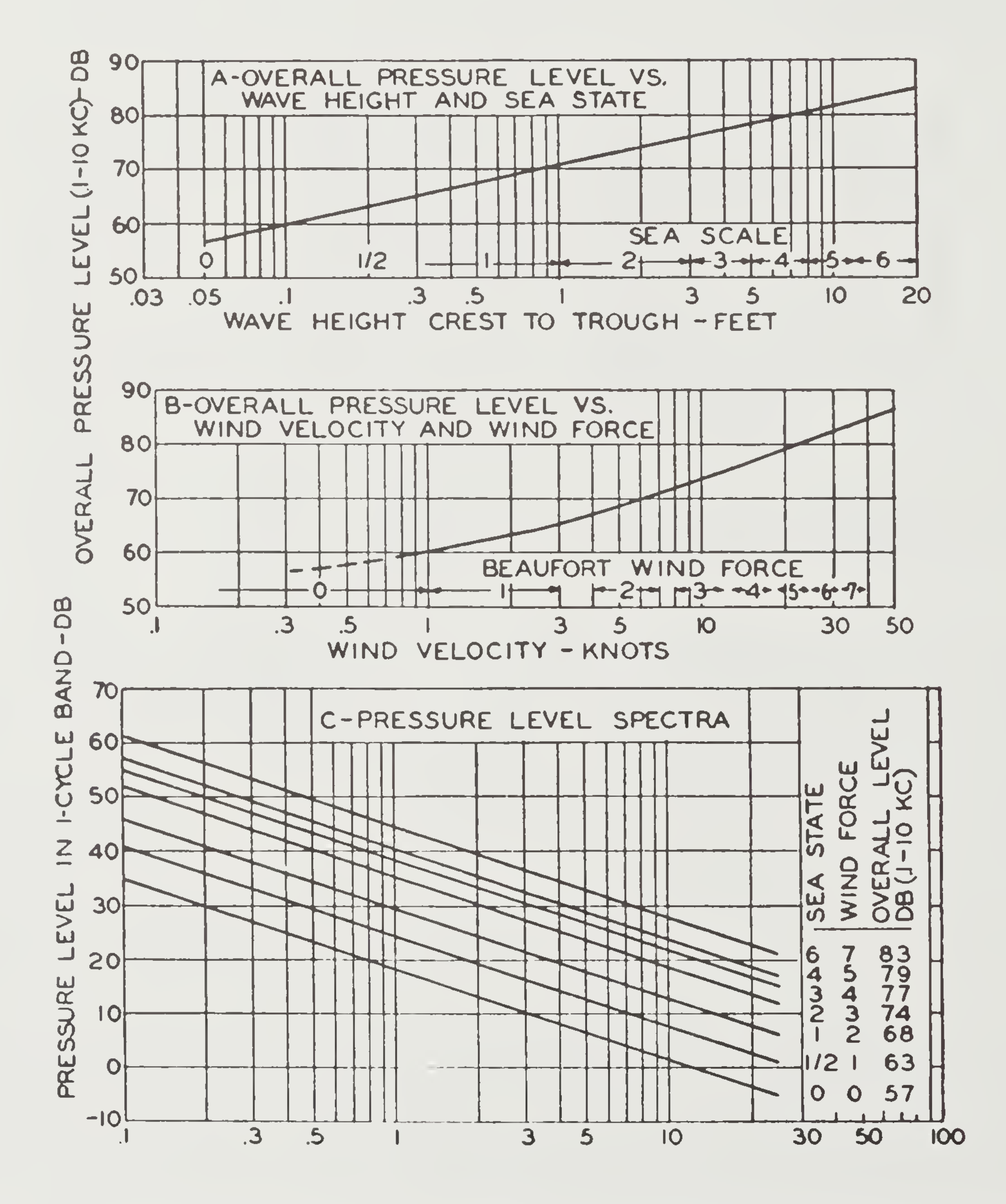


Figura 4. Ruido ambiental producido por el movimiento del agua. Niveles totales de presión y espectro del nivel de presión en función de las condiciones de mar y viento.

Los pequeños cambios que aparecen fueron fortuitos y probablemente resultado del estado cambiante de la superficie del mar y posiblemente ruidos ocasionales, producidos por buques lejanos o la vida marina. Cada punto mostrado en Figura 3, es el promedio de los datos obtenidos en todas las profundidades. Existe una ligera indicación del posible cambio en la inclinación del espectro, para diferentes estudios del mar, pero no es sistemático y una razonable interpolación de los datos, permite utilizar curvas con pendiente similar a las del espectro determinado, al promediar las observaciones.

La Figura 4 presenta el resumen del ruido ambiental debido al movimiento del agua. En la parte A, se muestra la relación entre el nivel total de ruidos y las alturas de las olas (cresta a valle), del estado del mar correspondiente a varias alturas de olas; aparece también sobre la abscisa. La escala del mar provee el método útil y aproximado para describir la altura de las olas.

En la parte B. se muestra la relación: nivel de ruido con la velocidad del viento. También a lo largo de la abscisa se indica la escala Beaufort de la fuerza del viento, que es frecuentemente usada para especificar velocidades aproximadas del viento. En A y B, los valores de las curvas son promedios. Para una altura de ola o velocidad del viento dada, pueden esperarse considerables variaciones a partir del promedio del nivel de ruidos. Por ejemplo, niveles de ruidos superiores al promedio, son probables cuando hay "corderillos" o salpicaduras prominentes. Sin embargo, niveles de ruidos inferiores al promedio serán probables cuando el mar consista de largas olas de suave cresta. Las desviaciones de los niveles de ruido, observados con respecto a los valores registrados en las curvas, alcanzan a 4 o 5 db. Dicha variación es menor para olas y velocidades del viento altas, que para las pequeñas.

Con frecuencia, cuando la altura de la ola y la velocidad del viento son conocidas para una localidad dada, el ruido estimado basado en el viento y las olas, diferirá. Generalmente, es mejor realizar un promedio de los dos niveles de ruido predichos, a tomar cada uno por separado. Puede ocurrir una excepción, a sotavento de una extensa masa terrestre. En este caso, el cálculo basado en la altura de las olas será más exacto.

El espectro promedio del nivel de presión a esperar para varias condiciones de viento y mar, exhíbese en la Parte C de la Figura 4. La pendiente del espectro parece independizarse del viento y mar, promediando -5 db/octava. Evidencias experimentales indican que desviaciones irregulares de estos valores de la pendiente, pueden ocurrir, pero usualmente ella no será mayor de -6 db, o inferior a -4 db/octava. Ni el nivel de ruido y espectro, varían considerablemente con la profundidad del agua - mientras tal profundidad - sea lo suficientemente grande que evite las rompientes. En aguas profundas, el nivel de ruido promedio y el espectro son esencialmente independientes de la profundidad (20 a 30 piés), a la cual el ruido es medido. Existe, no obstante, una diferencia en el carácter del ruido. Cerca de la superficie, puede medirse el ruido de las olas individuales, discriminarse los corderillos y las variaciones momentáneas en el nivel del ruido son mayores, que a profundidades superiores.

Ruidos Provenientes de Rompientes, Lluvia, Granizo, Escarceos de Marea y Movimiento del Material de Fondo

El rugido de las olas al romper, fuerte sonido para un nadador sumergido , se registra y detecta claramente con equipos de registro submarino. De cualquier modo, no hay datos cuantitativos de los ruidos producidos por las rompientes. Observadores en Cabo Henry, determinaron que durante el mal tiempo, el nivel total de presión entre 0, 1 y 10 kilociclos, medido cerca del fondo a 300 yardas de la costa, era de 78 db (con estado del mar 3 a 4).

El impacto de la lluvia y el granizo - creése - produce considerable cantidad de ruido en ausencia de otras prominentes causas. No existen datos disponibles sobre la influencia del granizo y muy pocos respecto a los efectos de la lluvia. Una serie de mediciones indican que, cuando el mar tiene estado 1 o mayor, el impacto de la lluvia produce efecto despreciable en frecuencias debajo de 1 kilociclo, pero debido a la presencia de los ruidos de origen biológico, el efecto por encima de 1 kilociclo, no puede determinarse cuantitativamente. Mediciones en el Río Támesis en New London, Connecticut, muestran niveles totales de presión de 75 a 76 db (entre 0, 1 y 20 kilociclos), con lluvia persistente pero no torrencial, comparada con 57 db antes de la lluvia. Ello concuerda cualitativamente con las observaciones de nadadores en lagos y ríos, mientras

nadan debajo del mar, durante lluvias de verano de agua y granizo.

Una parte de las observaciones hechas cerca de un escarceo de marea (con corriente de 3, 5 nudos) en mar calmo, mostró una elevación en el espectro del nivel de presión, comenzando en 3 kilociclos. Niveles de alrededor de 38 db en la banda de 1 ciclo, fueron obtenidos en frecuencias de 5 a 10 kilociclos (estado del mar 8 a 9).

Sonidos atribuídos al movimiento de rodado sobre el fondo, han sido informados, pero no existen datos para considerarlos en forma cuantitativa.

Ruidos Producidos por la Fauna Marina

Diversas formas de vida marina son capaces de producir ruidos submarinos. La Tabla III nos informa sobre los ruidos caracterízticos a las especies de vertebrados investigados en el Acuario Shedd y de otras especies biológicas sonoras. De este modo, el croador, por medio de músculos especializados para el tamborilleo en su vejiga natatoria, da estallidos de sonido en rápida sucesión, cada uno de corta duración y contenido fundamental de frecuencia alrededor de 250 cíclos por segundo. La marsopa "ladra", continuando este sonido con un ruido de "cacareo" similar al que hace el pavo casero. El pez sapo emite intermitentes "boops"; el pez manchado produce una serie de roncos bocinazos; el estallido del camarón alargando las pinzas, emite un sonido caracteríztico, parecido al chisporroteo que produce al quemarse una ramita seca u a distancia, similar al freír de grasa. Entre los peces soníferos de agua dulce, el "giant boom" o bagre cantor (singing catfish), al ser atrapado en la línea de un pescador, produce una especie de canto, que según dicen "es un profundo murmullo musical que varía por encima y por debajo de cuatro tonos completos". Dos de las formas de vida marina, el camarón (Crangon y Synalpheus) y el graznador, son de gran importancia práctica, dado que producen substanciales ruidos de alta intensidad.

Estallidos del Camarón: pueden esperarse en todos los oceános y localidades donde las situaciones ambientales sean favorables. Las condiciones son:

Temperatura: limitada por la isoterma invernal de 52°F en superficie. Durante algunas épocas del año son necesarios 60°F.

Profundidad: generalmente inferior a 180 piés. Los mayores niveles de ruido aparecen entre los 30 y 150 piés de profundidad.

Fondo: roca, coral, conchilla, algas u otro material que suministre escondrijo. Relativamente poco comunes en fondos de fango u arena libres de cobertijos.

La región en que los camarones pueden encontrarse cuando la profundidad y el fondo son favorables, se encuentra aproximadamente definida, entre los 40°N y 40°S, alrededor del Planeta. A lo largo de la costa oeste de Europa, extendiéndose al norte hasta Lands End, Inglaterra, existe otra área adicional donde la temperatura es favorable. La región inhabitable a lo largo de la costa oeste de Sudamérica, al sur de latitud 10°S y paralela a la costa este, al sur de latitud 30°S, es desconocida.

Dado que los camarones no son animales migratorios, pueden considerarse como una caracteríztica constante de las zonas donde hallan sido hallados. El ruido que producen es contínuo, no tiene pronunciada variación estacional, aunque si pequeña variación diurna. Durante las horas de la noche, el nivel de ruidos es generalmente, pocos decibeles superior que en el dia, el máximo (de 3 a 4 db por encima del nivel diurno), antes de la salida y luego de la puesta del sol.

Las curvas que indican el nivel de ruidos donde abundan los camarones , aparecen en Figura 5. Observando los datos para diferentes frecuencias, hasta 1 o 2 kilociclos, prevalece el espectro determinado por el ruido del agua y arriba de 2 kilociclos, el ruido mayor es producido por los camarones. La Parte A de la Figura 5, muestra los ruidos promedios del camarón en diferentes condiciones del mar. Dichos valores representan promedios durante 24 horas, en profundidades de 30 a 150 piés, correspondientes a las regiones siguientes:

Inmediaciones de la Florida, al sur de latitud 27°N;
Afueras de los Bancos Bahama y Cayo Sal;
Cercanías de San Diego, California'
Proximidades de las Islas Oahu y Midway.

TABLA III. Fauna Marina productora de ruidos

Especímenes de Vertebrados del Acuario Shedd

Nombre en EE.UU	Descripción Sónica	Mecanismo Sónico	Frec. Principal en CPS 1	2	3	Long. de Pulso (seg)
Croaker	Bursts of drumming in rapid succession	Drumming muscles on air bladder	250	—	—	0.022
Spot-fin Croaker	Individual drum beats	Drumming muscles on air bladder				0.270
Black Drum	Isolated groans	Drumming muscles on air bladder	50	80	150	
Red Drum	Isolated groans	Drumming muscles on air bladder				0.011
Garibaldi	Clicking, rasping	Pharyngeal teeth	7,400	1,000	150	
Sea-anemone	Drumming, tapping	Pharyngeal teeth				0.023
Single-striped Damozel	Drumming, tapping	Pharyngeal teeth	700	—	—	
Coral-reef Damozel	Drumming, tapping	Pharyngeal teeth				
Common Triggerfish	Rasping, hissing, spitting	Pharyngeal teeth	700			
Surgeonfish	Sucking, rasping	Pharyngeal teeth				
Long-finned Pompano	Clicking, grinding	Hitting together dorsal fins				0.026
Sheepshead	Crunching, grinding	Extrinsic food crushing	5,800	1,900	—	
Razorfish	Low crunching	Extrinsic food crushing				
Hagfish	Loud crunching, grinding	Extrinsic food crushing				
Muttonfish	Crunching, sucking	Extrinsic food crushing				
Sting Ray	Crunching, grinding	Extrinsic food crushing				
Red Grouper	Clicking, grinding	Snapping teeth while eating				
Nassau Grouper	Clicking, grinding	Snapping teeth while eating				
Spadefish	Thump from rapid motion	Mechanical disturbance of water caused by quick rotation of body	220	150	—	0.150
French Angelfish	Tbump from rapid motion					
Black Angelfish	Thump from rapid motion					
Diamond Flounder	Grating, scraping	Disturbance of gravel				
Sea Catfish	Popping, drumming	?				

Otros Productores de Ruidos

Vertebrados Nombre	Observaciones	Crustáceós Nombre	Observaciones
Porpoise	Bark and gobble (observed off Cape Henry)	Snapping Shrimp	Crackling (principally *Crangon* [*Alpheus*] and *Synalpheus*)
Toadfish	Intermittent "Boops" (Beaufort, N. O.)		
Foolfisb			
Grunt		Orabs	Especially *Cancer* and *Portunus*. Noise only while feeding
Sand Percb			
Sqneteague	Only males havo drumming muscles		
Sargo		Barnacles	Occasional clicks of low intensity
Midshipman		Mantis Shrimp	Sharp click
Gray Trout	Probably like croaker	Spiny Lobster	Grating
Spot	Series of raucous honks (Beaufort, N. C.)		
Sea Robin	Squawk, squeal or cacklo. Similar to croaker but more rasping (Beaufort, N. C.)		

* Según el micro análisis fotográfico de registros fonográficos.

Nota: La lista indicada no se traduce para respetar la nomenclatura local de los nombres en inglés americano para las especies. También puede estar incompleta, pues no todos los productores de ruido tienen igual importancia, varios otros crustáceos producen ruido.

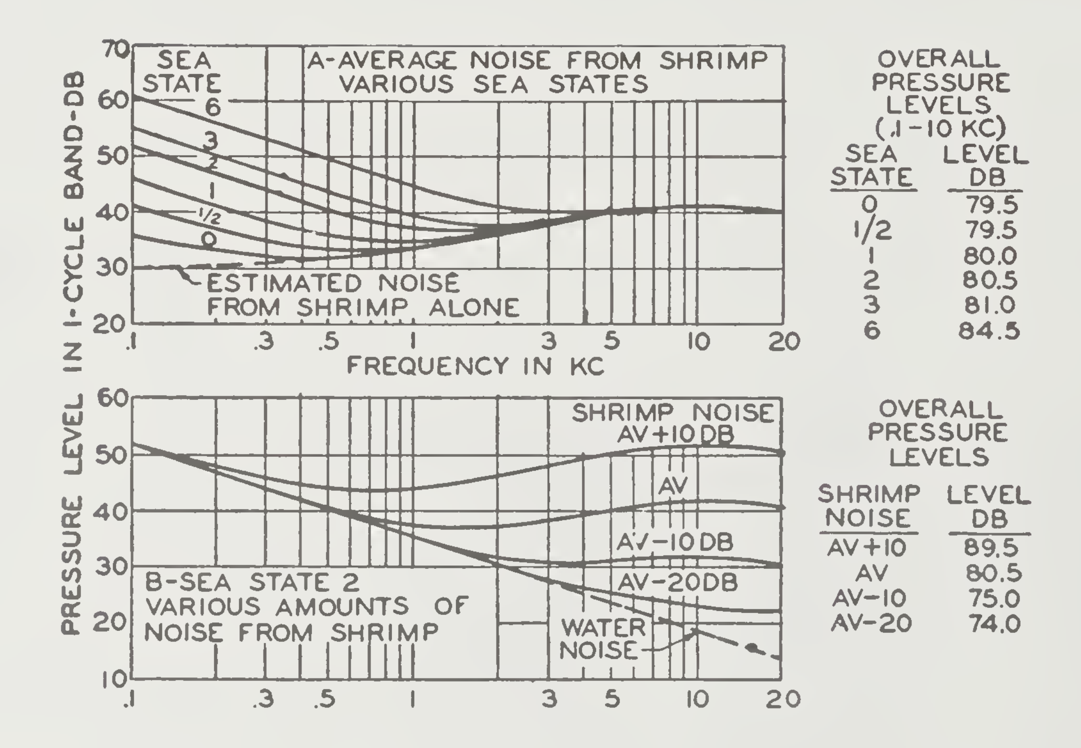


Figura 5. Espectro de los niveles de presión del ruido ambiental en presencia de: estallido del camarón.

Frequency in Kc: Frecuencia en kilociclos;
Sea State: Estado del Mar;
A-Average Noise from Shrimp: Ruido Promedio del Camarón;
Estimated Noise from Shrimp Alone: Ruido estimado del Camarón;
Overall Pressure Levels: Nivel de Presión Total;
B-Sea State 2: Estado Mar 2;
Various Amounts of Noise from Shrimp: Diversas Magnitudes Ruido Camarón;
Water Noise: Ruido del Agua.

El nivel de ruidos entre 30 y 150 piés - en tales regiones - tuvo una desviación normal de 5 db.

A profundidades mayores que 150 piés, el ruido del camarón depende principalmente del ruido transmitido desde las áreas vecinas poco profundas. A la distancia de una milla naútica desde dichas regiones poco profundas, el ruido del camarón tiene una intensidad

20 db inferior que en el área de origen. Las colonias de camarones son menores y más desconcentradas en los bordes fríos de las regiones que habitan. Por ejemplo, a lo largo de la costa oriental de los Estados Unidos, se han hallado camarones y observado sus rumores hasta latitud 35°N, pero en lugares fuera de la costa y al norte de 27°N, los niveles de ruido fueron de 15 a 20 db menores que el promedio señalado en la Figura 5. Sin embargo, aparecen extensas colonias en las radas de Beaufort y Morehead City (Carolina del Norte). Otras colonias grandes y aísladas, quedan probablemente al norte de Latitud 27°N.

El mayor nivel de ruido de camarones fué medido cerca de un muelle en el puerto de Kaneohe, Isla de Oahu. El nivel en esta localidad, para frecuencias superiores a 3 kilociclos, fué aproximadamente 20 db por encima del espectro promedio de la Figura 5. Se cree que constituye una condición excepcional, motivada por la presencia de una gran colonia de camarones alimentados del material biológico adherido a los pilares del muelle. Niveles de esa magnitud no han sido observados en mar abierto.

El espectro representativo del estado de mar 2, junto a diversas magnitudes de ruido del camarón, se exhibe en la Figura 5.

Graznadores o Croadores: (Micropogon undulatus). Una variedad de peces tamborilleros (drumfish) se encuentran a fines de la primavera y principios de los meses estivales. Aparecen en grandes cantidades en la Bahía de Chesapeake (población estimada en 300 a 400 millones). Ocurren también, en número considerable, en otros lugares de la costa oriental de los Estados Unidos, al sur de dicha bahía. Los peces más grandes emigran al mar durante los meses de invierno. Diferentes especies habitan a lo largo de la costa occidental de los Estados Unidos, al sur de Point Conception, pero aparentemente no en concentraciones tan grandes como en el litoral de la costa oriental. La mayoría de los datos de ruidos obtenidos y las especies encontradas, corresponden a zonas de la costa oriental y el presente informe se refiere a estas especies.

Los peces croadores producen ruidos por medio de la contracción de los músculos (que tamborillean), adjuntos a la vejiga natatoria. Los sonidos producidos individualmente por un pez croador, consisten en una serie de golpes - como de tambor - de uno y medio

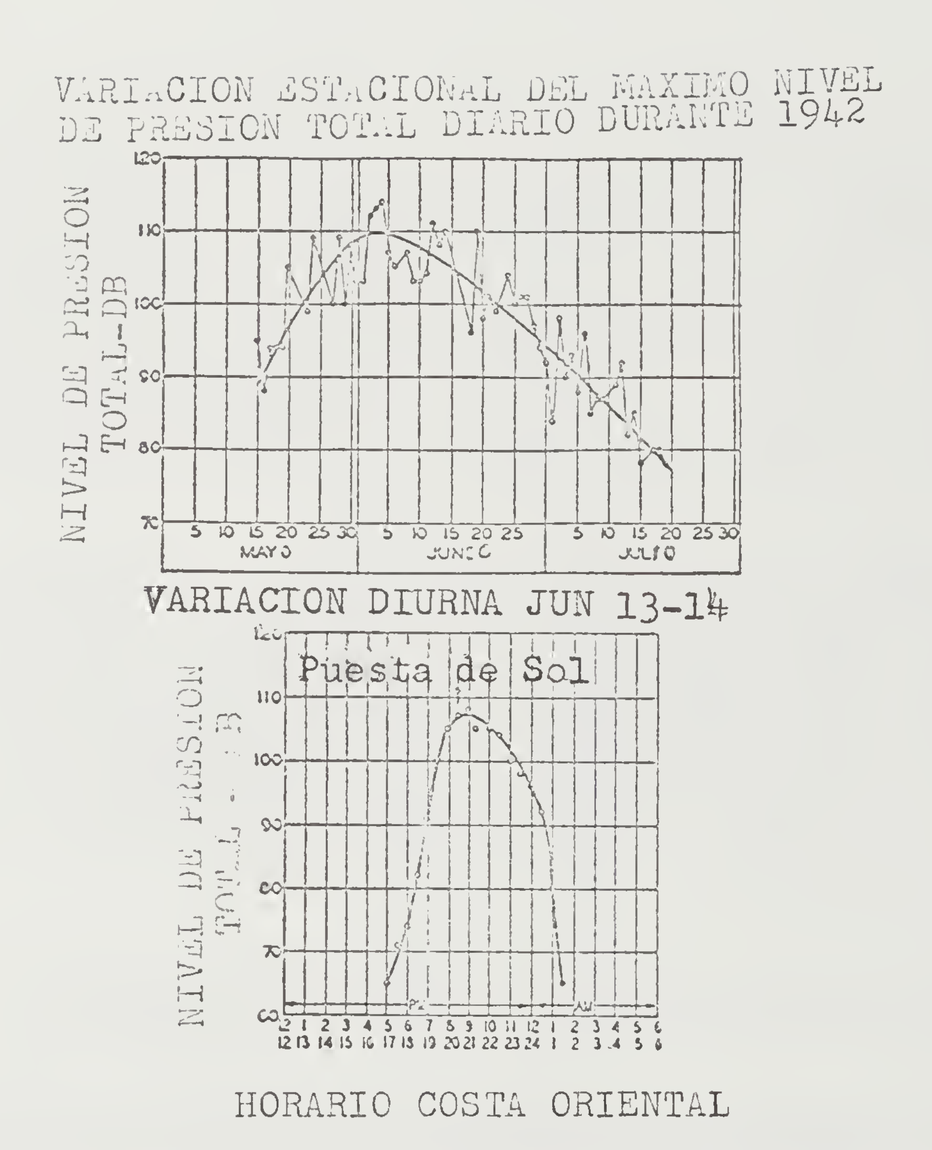


Figura 6. Variaciones estacionales y diarias de los niveles de presión de ruidos totales, producidos por los croadores.

segundos de duración, al ritmo de siete golpes por segundo. Esta secuencia es repetida con 3 a 7 segundos de intervalo. El sonido producido recuerda el golpeteo del pájaro carpintero sobre un madero seco. En áreas de alta concentración de especies croadoras, el ruido producido en períodos de gran actividad, es un bramar continuo y los sonidos individuales no pueden escucharse frecuentemente, sobre el coro total ocasionado por la población presente.

El ruido de croadores ocurre principalmente durante los períodos alimenticios, que comienza en el atardecer, a medida que el fondo marino obscurece. Esto, junto a los hábitos migratorios de

los peces, es motivo de la pronunciada variación diurna y estacional del ruido del croador. Se cree que los croadores obtienen su alimento en las aguas poco profundas del talúd de los bancos.

La Figura 6 presenta observaciones típicas sobre las variaciones estacionales y diarias de los totales producidos por croadores en Cabo Henry, Virginia. El promedio del ruido es de 110 db a principios de Junio, pero se ha observado niveles de hasta 119 db.

Datos normales de rumores ambientales para varios estados del mar, son mostrados en la Figura 7, desde fines de Mayo y principios de Junio y Julio, en presencia de croadores durante las horas de máxima actividad (Baja Bahía Chesapeake).

Otros Tipos de Vida Marina: constituyen formas importantes de la vida marina el pez sapo, el petirrojo, algunas especies del pez tambor y un número de peces indefinidos, además de los croadores y delfines en general.

El pez sapo produce niveles de ruido superiores que cualquier especie de vida marina, con la posible excepción de la marsopa. El sonido es intermitente, de tono bajo y de 1, 5 segundos de duración, similar al silbato de un buque. El espectro mostrado en la Figura 8, fué medido muy cerca de un solo individuo. Puede apreciarse que los niveles decrecen rápidamente, a medida que la distancia desde el pez, aumenta. Estos peces de aguas poco profundas, son especies que habitan en las rocas, pedregullos, recipientes abandonados o residuos similares. El pez sapo (toadfish), al no formar grandes concentraciones de individuos, no produce rumores de intensidad comparable a los croadores. Sus ruidos están sujetos a escasas variaciones diurnas. Otros espectros, también en la Figura 8, corresponden: (2) al petirrojo (sea robin), (3) la trucha bastarda (bastard trout) y (4) la marsopa (porpoise).

Ruidos Producidos por el Hombre y Buques

Cerca de puertos laboriosos y centros industriales, los buques y la actividad manufacturera, constituyen las principales fuentes de rumores ambientales.

Amplia variedad de ruidos pueden producirse por las industrias

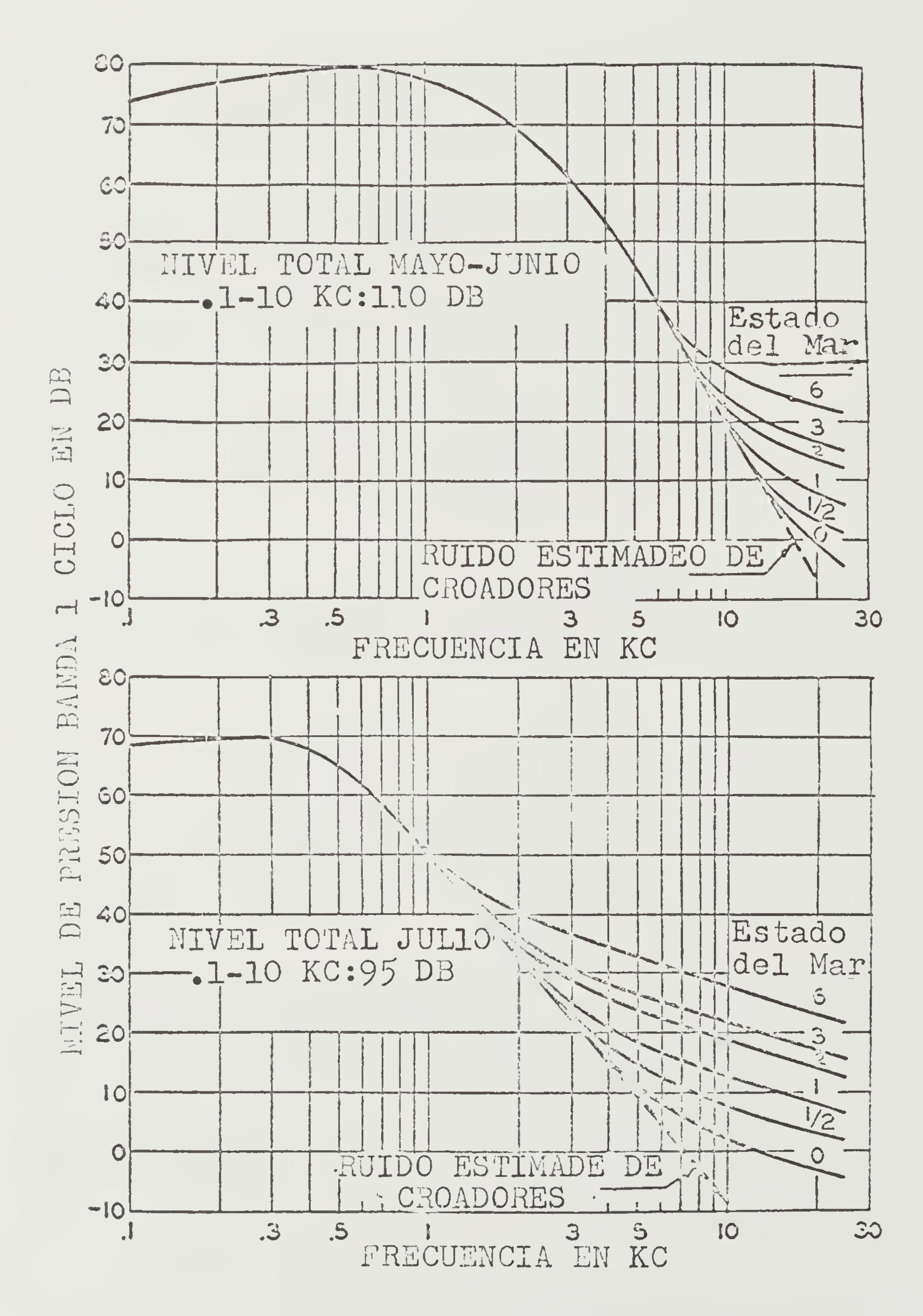


Figura 7. Espectro típico de los niveles de presión del ruido ambiental en presencia de: croadores.

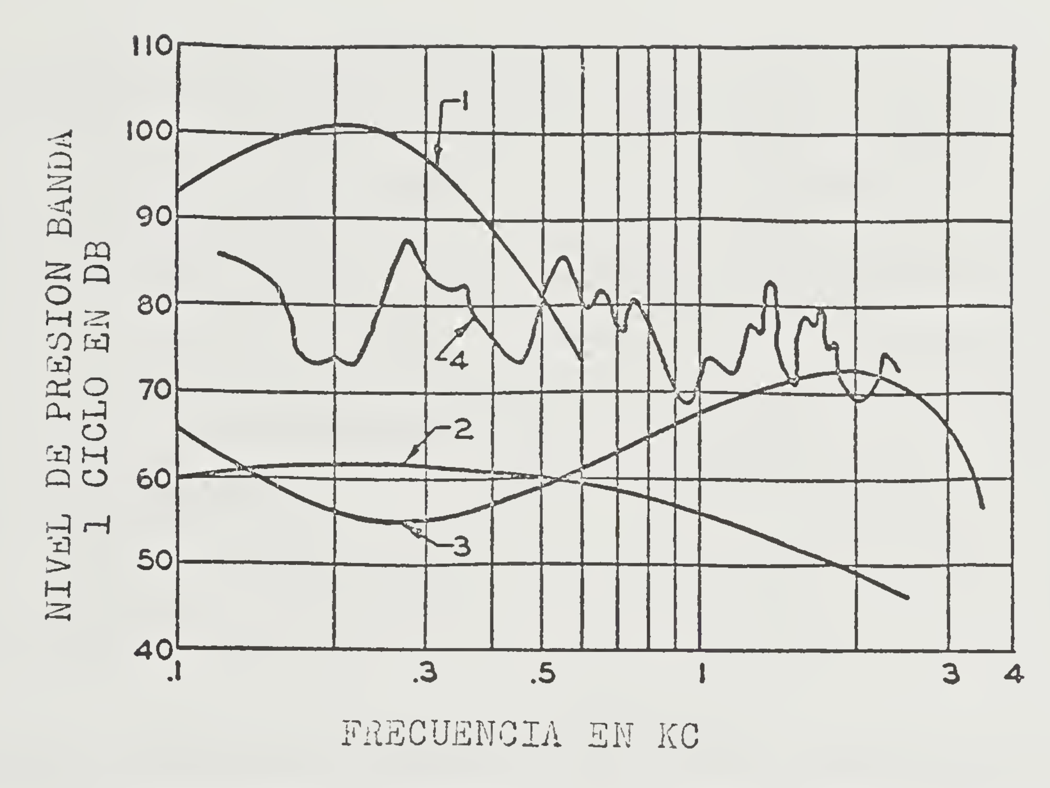


Figura 8. Ilustraciones del espectro de ruido ambiental en presencia de: diversos tipos de fauna marina. Curvas: 1. Pez sapo muy cercano al hidrófono. 2. Provenientes de peces petirrojos. 3. Tono agudo sin identificar del tipo de peces tamborilleros, posiblemente trucha bastarda. 4. Marsopas.

y resulta imposible predecirlas para regiones específicas.

El ruido originado por buques tiene caracterízticas más uniformes que aquel producido por las industrias, pero su magnitud varía ampliamente. Depende del número de buques presentes, de su velocidad, distancia al lugar de medición y condiciones para la transmisión del sonido en el mar. Las mediciones realizadas en las ensenadas de la costa oriental, indican un nivel promedio de ruido total cercano a 80 db, entre los 0, 1 y 10 kilociclos. Los promedios locales, varían mucho en algunos casos, alcanzando desde 65 hasta los 103 db; con desviación típica de 8 db. El nivel medio de 80 db, parece representar localidades con tráfico de buques moderado. El nivel de presión total de 90 db (0, 1 a 10 kilociclos), corresponde a lugares con gran tráfico marítimo, por ejemplo, las proximidades del puerto de Nueva York durante el día.

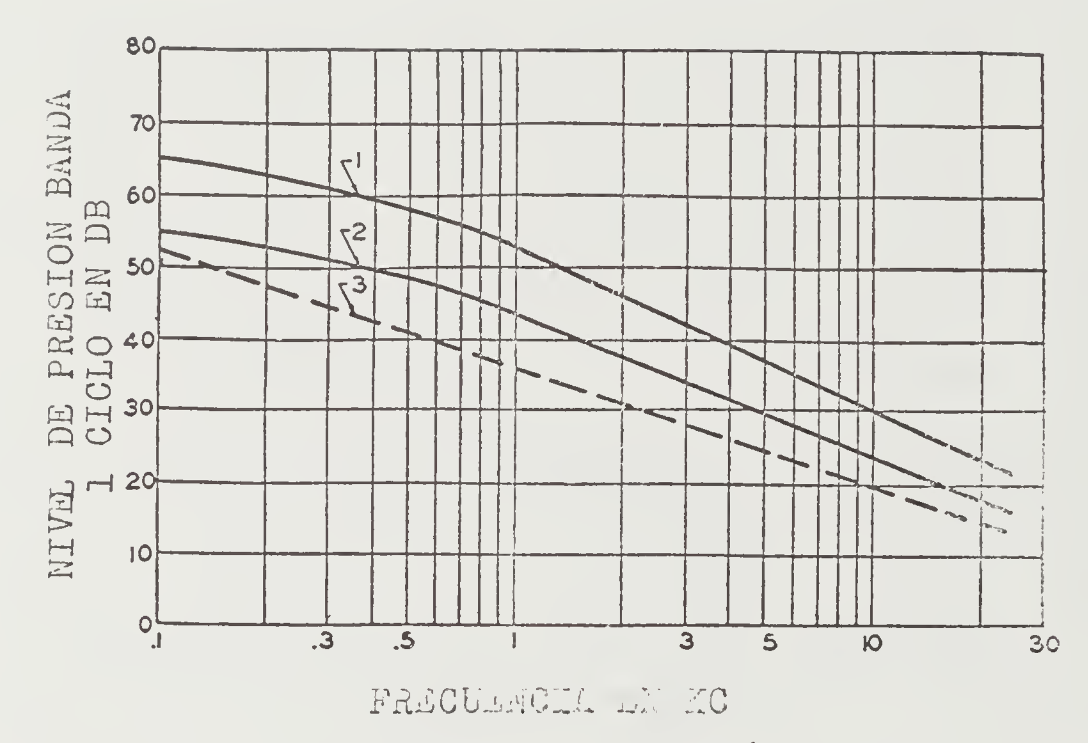


Figura 9. Espectro de los niveles de presión del ruido ambiental en presencia de: ruidos de embarcaciones. Curvas: 1. Localidades muy ruidosas, ej: la entrada al Puerto de Nueva York durante el día, presión total 90 db. 2. Localidades moderadas, ej: al norte de la Ensenada de Long Island cercana a los muelles, presión total 80 db. 3. Ruido de agua, estado de mar 2, presión total 74 db.

La Figura 9 muestra el espectro de presión representativo de lugares mediana e intensamente activos. El espectro del ruido de agua para estado del mar 2, se indica como comparación. En puntos con escaso tráfico marítimo, el nivel de ruidos promedio es rara vez inferior, al producido por el estado del mar 2.

Predicción de las Condiciones de Ruidos

Los datos compilados en este informe, pueden utilizarse para predecir las condiciones de ruido a esperarse en los océanos, bajo variadas situaciones y determinados lugares. Resulta obvio señalar, que existiendo datos de observaciones sobre una región específica, ellos serán preferibles a estimaciones basadas en las caracterízticas generales del lugar. Los principios a seguir para la predicción de ruidos, se enuncian a continuación:

Aguas Profundas y no Circunscriptas: el ruido del agua constituye la componente principal. Cuando el estado del mar (altura de las olas) y/o la fuerza del viento son conocidos, los niveles de presión totales y sus espectros pueden calcularse con la Figura 4. Si, para una altura de olas dada, el mar aparece anormalmente agitado con prominentes corderillos y espuma, los niveles de ruido serán algo mayores (4 a 8 db), que los valores promedio señalados en la Figura 4. Si, ocurre en cambio, que el mar está formado por ondas alargadas con algunos corderillos y pequeña espuma, el nivel de ruido será probablemente inferior al valor medio. Cuando la predicción debe hacerse para un corto plazo futuro, las condiciones del viento y mar, pueden estimarse a partir de series de mapas meteorológicos. Para la predicción futura de largo alcance, las condiciones probables del viento, pueden estimarse de las Cartas del Tiempo que edita el Servicio Hidrográfico (U.S. Hydrographic Office, Pilot Charts).

Aguas Costeras Poco Profundas: pueden esperarse ruidos originados en tres fuentes principales: movimiento del agua, fauna marina y embarcaciones. Ocasionalmente, la resaca y el desplazamiento de materiales del fondo contribuirá al ruido, pero no hay suficientes datos para estimar los niveles de ruido provocados por dichos elementos. El ruido de agua, compútase según la descripción precedente. El ruido de la fauna marina es probable en aguas tropicales o semitropicales. Rumores producidos por el camarón, son previsibles en localidades donde la temperatura invernal superficial es superior a 52°F; la profundidad inferior a 180 piés y el fondo marino consiste de roca, coral o materiales similares. Cartas señalando la naturaleza del fondo y la profundidad, resultan útiles para estimar la prevalencia del camarón. El espectro y su nivel de ruido, corresponde a la Figura 5. Los croadores forman la fuente productora de ruido, durante las horas del atardecer desde fines de Mayo hasta Agosto, en aguas costeras Atlánticas, entre la región de la Bahía de Chesapeake y Cabo Cañaveral. Indudablemente existen otras áreas, adónde el ruido de los croadores asume gran importancia local. El espectro representado en la Figura 7, es probable que resulte la mejor estimación "a priori" de las condiciones ruidosas. El ruido de croadores es variable, recomendando inspecciones locales en aquellos lugares donde los croadores pueden habitar. El ruido producido por los buques, estímase conociendo el tráfico marítimo. Las observaciones de la Figura 9, señalan los rumores submarinos, cercanos a una estación marítima activa. Durante la ausencia de

buques, el ruido del agua y fauna marina, determinarán sin duda, el nivel del ruido ambiental.

Bahías, Ríos y Puertos: las tres causas principales de ruidos, son posibles contribuyentes. El procedimiento para estimar las condiciones ruidosas, es idéntico al descrito anteriormente, respecto a las aguas costeras, con las siguientes excepciones: en aguas templadas cercanas a muelles con antiguos pilotes, el ruido del camarón es de 10 a 20 db sobre el promedio. Dragados recientes pueden reducir la población de camarones. En puertos activos, el ruido producido por las embarcaciones predomina, especialmente durante las horas de actividad marítima. Las condiciones medias en las radas comparables a las inmediaciones de la ciudad de Nueva York, pueden representarse por el espectro de (ruido máximo) la Figura 9. Condiciones locales, tales como industrias ubicadas en las playas o la presencia de fuentes de rumores anormales, provocadas por el hombre, requieren reconocimientos locales.

El espectro de ruido ambiental ilustrado en las Figuras 1 a 9, es típico de algunos de los niveles de ruido medidos. Ellos indican el amplio rango y la diversidad de rumores ambientales submarinos.

Resumen

El presente trabajo reune algunas de las experiencias realizadas en frecuencias de 100 c.p.s. a 25 kilociclos (Marzo 15, 1944). Las observaciones aparecen en la forma de niveles de presión (para un ancho de banda de diversas frecuencias o para la banda de 1 ciclo de ancho en db., respecto de 0,0002 dinas/cm^2). Las principales fuentes de ruido ambiental son: movimiento del agua, fauna marina y rumores de embarcaciones. En ausencia de ruido de embarcaciones y de fauna marina, el nivel de ruido en aguas profundas, queda determinado por es estado del mar; los niveles de presión total (0,1 a 10 kilociclos) varían desde 57 db para "mar calmo" a 83 db para "mar gruesa" (viento de 35 nudos). El ruido submarino de los croadores puede alcanzar 119 db. y los rumores en puertos con mucho tránsito de embarcaciones, superan los 90 db. Los ruidos normales encontrados, podrán diferir apreciablemente de los valores medios. Las desviaciones típicas varían entre 4 y 8 db.

Nota de los Autores

Este informe fué preparado por los autores bajo la dirección de la Sección 6.1 del Comité de Investigaciones de Defensa Nacional, Oficina de Sonido Submarino (National Defense Research Committee, Survey of Underwater Sound). Denomínase: "Informe No. 3, Ruído Ambiental" (Report No. 3, Ambient Noise, OSRD, Report No. 4333, Sec. No. 6.1-NDRC-1848, Setiembre 26, 1944). El informe completo de las investigaciones es ahora público. Fotocopias o microfilms pueden obtenerse de Publication Board, Scientific and Industrial Reports, Office of Technical Services, U. S. Department of Commerce, Washington, D. C. (Corresponde al informe: Pub. Board No. 31021).

Otros autores han informado resultados sobre mediciones de ruidos producidos por la fauna marina. Veáse: D. P. Loye and D. A. Proudfoot, "Underwater noise due to marine life", J. Acous. Soc. Amer., 18:446-449, 1946; F. A. Everest, R. W. Young and M. W. Johnson, "Acoustical characteristics of noise produced by snapping shrimp", J. Acous. Soc. Amer., 20:137-142, 1948; and M. W. Johnson, F. A. Everest, and R. W. Young, "The role of snapping shrimp (Crangon and Synalpheus) in the production of underwater noise in the sea", Biol. Bull. Woods Hole, 93 (2): 122-138, 1947;

Nota del Traductor

Deseo aclarar que el autor Vern O. Knudsen, escribió el presente informe en la Universidad de California, Los Angeles, California; y los autores R. S. Alford y J. W. Emling en Bell Telephone Laboratories, Nueva York.

CAPITULO IV

R. W. Raitt Marine Physical Laboratory, University of California, San Diego, California.
Publicado por: Journal of Marine Research; Vol. 7, No. 3, pp. 393-409; 1948.

DISPERSORES DEL SONIDO EN EL MAR

Introducción

Cuando los pulsos de frecuencia ultrasónica son transmitidos en el mar, muchos ecos retornan a la fuente, por causa de dispersores distribuídos dentro de la masa de agua. Bajo las condiciones usuales de observación con los aparatos de ecosondaje y ecomedición, se combinan sus retornos volviéndose indistiguibles. La irregularidad resultante en la atenuación del sonido, se denomina reverberación, por analogía con las reverberaciones observadas en las habitaciones (Eyring et al., 1948).

Debido a las dificultades para observar ecos identificables, producidos por dispersores individuales en los registros comunes a las reverberaciones, el estudio de las propiedades de ellas, queda normalmente confinado a la medida de la potencia agregada al poder de dispersión natural de gran número de dispersores. Estos estudios han producido información útil, respecto a la estimación en espacio y tiempo, del promedio del poder de dispersión en el mar; pero el problema sobre la identificación de los dispersores, permanece aún sin resolverse.

Ecos de Dispersores Individuales

Los registros sobre reverberaciones, no siempre exhiben el complejo carácter, atribuído a muchos ecos superpuestos. Si la longitud de pulso es muy corta y la concentración de dispersores pobre, resulta posible observar ecos individuales. La Figura 1, representa un ejemplo de esta clase. Es un oscilograma obtenido en el USS Jasper, durante un estudio de reverberaciones realizado por la Sección de Ecomedición de la Universidad de California, División de Investigaciones de Guerra, entre Marzo y Abril de 1945.

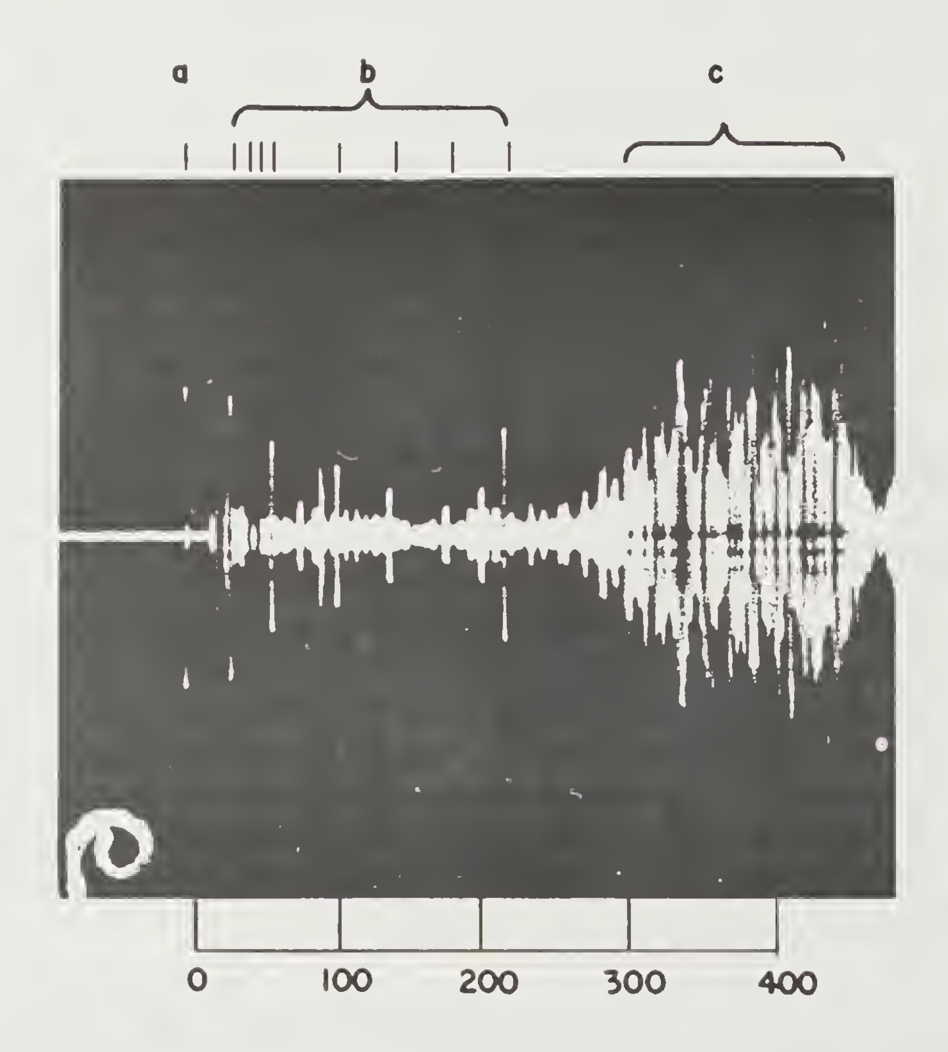


Figura 1. Oscilograma ilustrando ecos provenientes de dispersores en el mar. (a) Pulso de transmisión en 24 Kc y 3 milisegundos de duración; (b) ecos de dispersores individuales; (c) reverberaciones provenientes de una capa con fuerte concentración de dispersores. La profundidad está dada en metros.

El proyector sónico fúé suspendido a 5 mts de profundidad y dirigido verticalmente hacia abajo. La técnica para este tipo de observación está descrita por Eyring, (1948).

Los elementos significativos en el oscilograma, están identificados por letras:

(a) el pulso de transmisión en 24 Kc y 3 ms de duración;
(b) ecos de dispersores individuales;

(c) reverberaciones de una gran capa de dispersores entre 300 y 400 mts. de profundidad.

Notése que los ecos (b) tienen la duración del pulso de transmisión y una abrupta iniciación y final, en marcado contraste con las formas desiguales e irregulares, de las reverberaciones típicas. Además, en la región de los ecos, el registro difiere en sus caracterízticas, respecto a aquella de la capa de dispersores. Pueden verse numerosos ecos pequeños, incompletamente resueltos.

El oscilograma ilustrado, fué registrado en la costa de California, desde San Diego hasta el Golfo de Baja California. En 13 estaciones distribuídas en la región, se tomaron de 10 a 20 oscilogramas en frecuencia de 24 Kc y longitud de pulso de 3 milisegundos. La mayoría de los oscilogramas registrados, son muy similares a los de la Figura 1. Todos los registros fueron examinados sistematiçamente y los niveles de ecos, anotados. Antes de presentar resultados de los análisis, sería conveniente discutir el problema de la observación de los ecos, a partir de una forma de distribución de dispersores.

Teoría de los Ecos a partir de una Distribución de Dispersores

Asúmese que el medio tiene una velocidad de propagación del sonido en el mar constante y no existe absorción. Posteriormente, podrán introducirse los efectos por pérdida en la transmisión. Siendo e_1, el voltaje correspondiente a la amplitud del pulso de transmisión recibido en los terminales del hidrófono, cuando éste apunta hacia el proyector a un metro de distancia. En realidad e_1, es una cantidad ficticia, determinada de manera indirecta con la ayuda de transductores auxiliares, o con un blanco prototipo; Siendo "e", la amplitud del voltaje en los terminales del hidrófono producido por un eco. Si un solo dispersor es colocado en el eje del haz sonoro y a distancia de R metros, la sección σ dispersora en metros cuadrados, queda definida por la ecuación:

$$(e/e_1)^2 = \sigma/4\pi R^4. \qquad (1)$$

Fisícamente, la sección σ de dispersión, constituye el

el área efectiva del haz sonoro, interceptada por el dispersor del sonido. No es necesariamente igual a la sección transversal real. Si un dispersor es semitransparente al sonido, u opaco pero mucho menor que la longitud de onda del sonido incidente, la sección transversal acústica, será menor que la sección real atravesada. En el caso especial de una esfera rígida, de radio mayor que la longitud de onda, la sección transversal acústica iguala el área interceptada por la esfera.

Es conveniente, al analizar los datos usar la cantidad $E = (4\pi R^4 e^2/e_1^2)$, como una medida de la intensidad del eco. Para un dispersor en el eje del haz sónico, $E = \sigma$ Si el dispersor no está en el eje:

$$E = \sigma q^2 (\theta, \phi), \qquad (2)$$

donde $q((\phi, \theta))$, son los lóbulos de directividad del transductor, expresados en función del ángulo polar θ y el ángulo azimutal ϕ. Si el transductor es circularmente simétrico, q es sólo una función de θ .

Distribución Uniforme de Dispersores de Igual Sección Cuadrada

En general, los dispersores del sonido en el mar, cubren un vasto rango de variación en tamaño y forma, encontrándose distribuidos irregularmente. Aunque, fuera posible determinar la posición y sección de cada dispersor individual - dentro del campo de observación -, la complejidad del análisis sería formidable. No obstante, de los oscilogramas sólo se conoce la intensidad y el alcance del eco del dispersor, pues la posición relativa al haz es desconocida y, por ello la sección que atraviesa queda indeterminada. El problema es necesariamente estadístico.

Como primer paso, asumamos que el haz sónico es dirigido a un medio uniformemente lleno de dispersores, todos con la misma sección transversal σ . Sea γ , el número por unidad de volumen. En general, el número de ecos recibidos desde distancias comprendidas entre R y R+dR , es igual a: $4\pi\gamma R^2 dR$. Estos ecos estarán distribuidos en intensidad, desde un valor máximo de $E = \sigma$, para dispersores que se encuentran sobre el eje del haz sónico, hasta valores despreciablemente pequeños para aque-

llos, bién afuera del haz. Dado que el ángulo sólido incluído dentro de la porción central del haz sónico, es mucho menor que el ángulo sólido total isonificado, los ecos débiles serán mucho más numerosos que los fuertes.

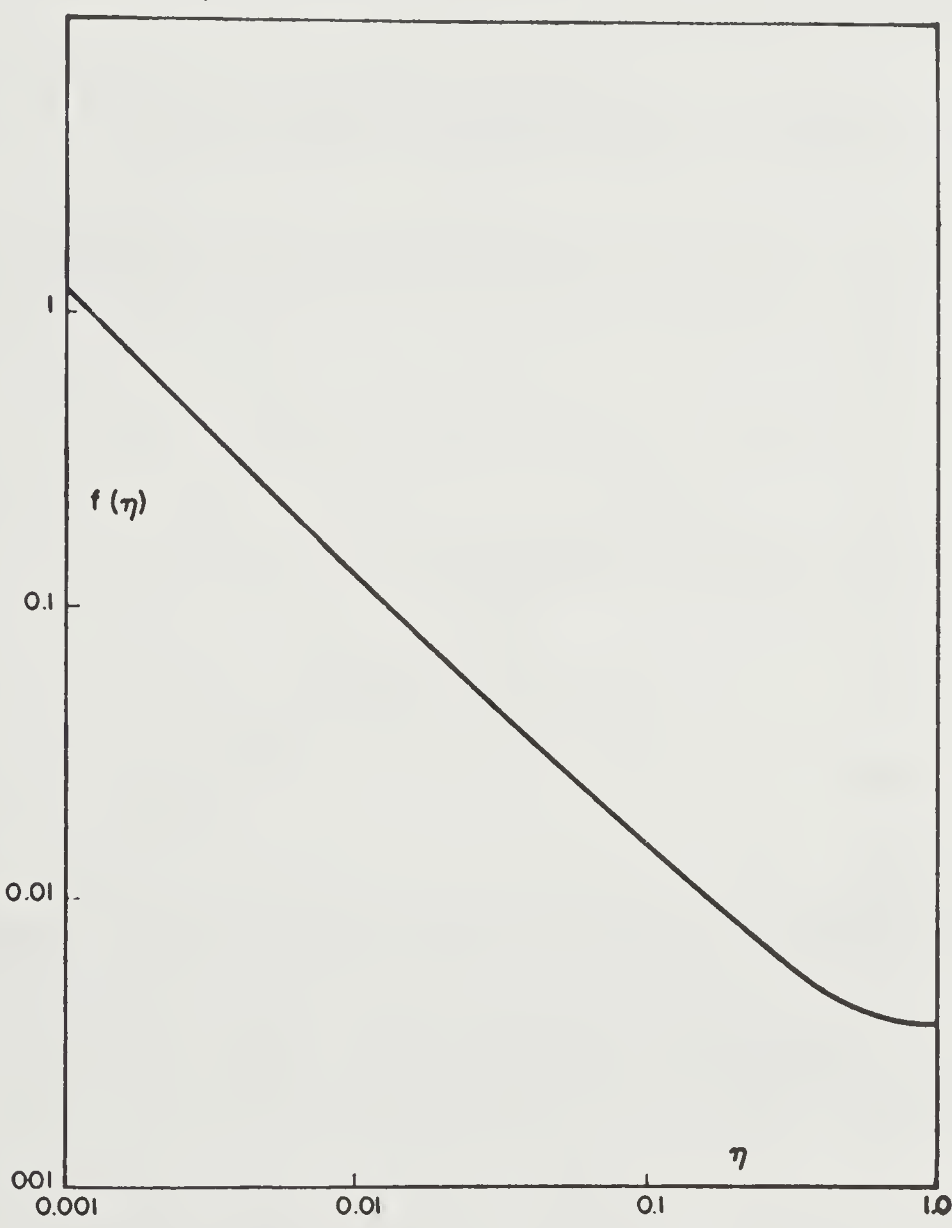


Figura 2. La función $f(\eta)$ de distribución de la directividad

Para conveniencia, llamemos a $\eta = E/\sigma$ y sea $f(\eta)\,d\eta$, la fracción de ecos, cuya η está comprendida entre η y $\eta + d\eta$. La forma de $f(\eta)$, queda determinada númericamente a partir de la medición de la función direccional: $q^2(\Theta, \phi)$. El valor de $f(\eta)\,d\eta$ es igual a la fracción del ángulo sólido total incluído entre los contornos $q^2(\theta, \phi) = \eta$ y $q^2(\theta, \phi) = \eta + d\eta$.

La forma de $f(\eta)$ para el proyector sónico utilizado en estos estudios, señálase en la Figura 2; muestra gran incremento de $f(\eta)$ al decrecer los valores de η e ilustra cuantitativamente la preeminencia de los ecos débiles sobre los fuertes. La distribución acumulativa: $\int_{\eta}^{1} f(\eta)\, d\eta$

aparece en la Figura 3. Las ordenadas dan la fracción de eco, cuya η es mayor que el valor designado en la abscisa.

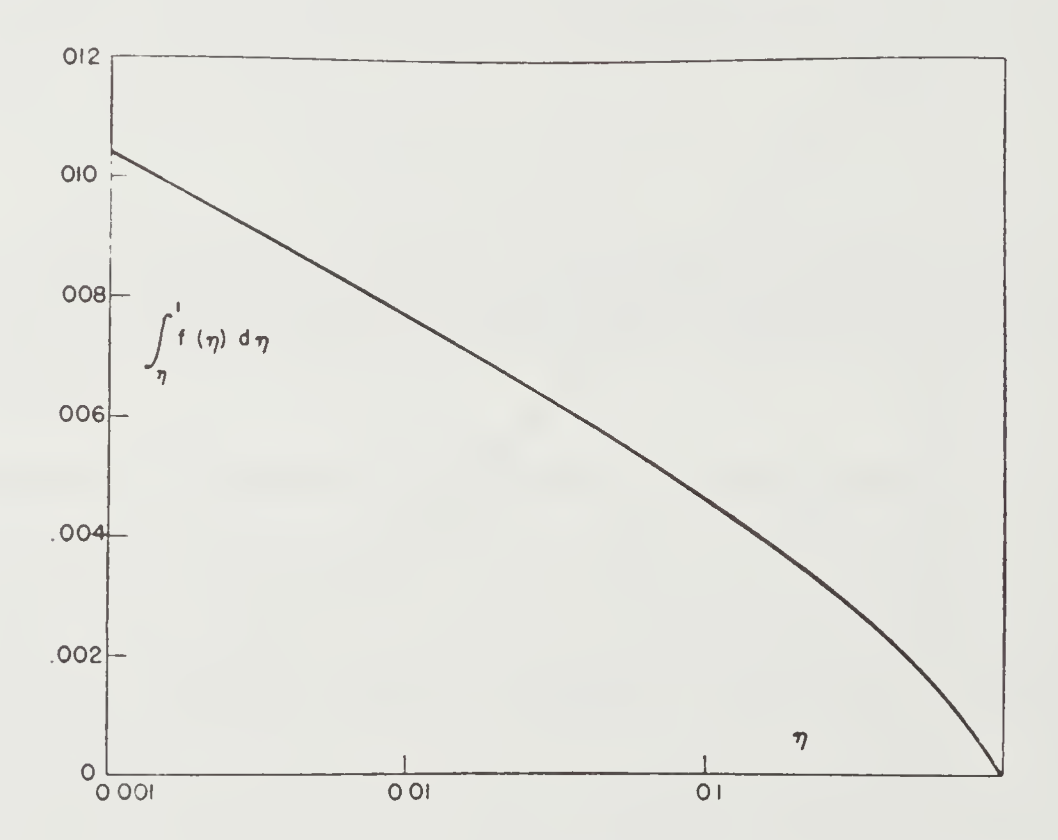


Figura 3. La función $\int_{\eta}^{1} f(\eta)\, d\eta$, distribución acumulativa de la directividad.

Cuando $f(\eta)$ es conocida, la distribución de la intensidad de los ecos, obtiénese rápidamente. Supongamos $\phi(E, R)\, dE\, dR$ igual al número de ecos cuya intensidad queda entre E y $E + dE$

y las distancias entre R y $R + dR$. Entonces $\phi (E, R)\, dE\, dR$ es el producto del número total de ecos recibidos a distancias entre R y $R + dR$. y la fracción $f(\eta)\, d\eta$. Adoptando que $\eta = E/\sigma$,

$$\phi (E, R) = 4\pi\nu R^2 f\,(E/\sigma)/\sigma. \qquad (3)$$

Una forma útil, es la distribución acumulativa: $\Phi (E, R)$, que provee el número de ecos con intensidad superior a E.

$$\begin{aligned}\Phi (E, R) &= \int_E^\sigma \phi (E, R)\, dE \\ &= 4\pi\nu R^2 \int_{E/\sigma}^1 f\,(E/\sigma)\, d\,(E/\sigma) \qquad (4) \\ &= 4\pi\nu R^2 \int_{E/\sigma}^1 f\,(\eta)\, d\eta.\end{aligned}$$

<u>Dispersores que tienen una Distribución de Sección Transversal</u>

Si suponemos que los dispersores tienen una distribución por secciones transversales, determinada por la función $\nu (\sigma)$, donde $\nu (\sigma)\, d\sigma$, representa el número de dispersores por metro cubico con sección transversal entre σ y $\sigma + d\sigma$. La distribución de ecos para este caso, se obtiene substituyendo $\nu (\sigma)\, d\sigma$ por σ. en la fórmula (3), e integrando respecto de

La distribución resultante es:

$$\phi (E, R) = 4\pi R^2 \int_E^\infty [\nu (\sigma)\, f\,(E/\sigma)/\sigma]\, d\sigma\,. \qquad (5)$$

La distribución acumulativa es obtenida substituyendo $\nu (\sigma)\, d\sigma$ por ν en la fórmula (4), e integrando respecto de σ.

Sea:

$$F(\eta) = \int_{\eta}^{1} f(\eta)\, d\eta .$$

Entonces:

$$\Phi(E, R) = 4\pi R^2 \int_{E}^{\infty} \nu(\sigma)\, F(E/\sigma)\, d\sigma . \qquad (6)$$

En principio, si $\phi(E, R)$ fuera determinada con precisión, $\nu(\sigma)$ podría obtenerse a partir de la fórmula (5). Desafortunadamente, sólo los ecos fuertes pueden resolverse en los oscilogramas que poseemos y por lo tanto, nuestro conocimiento de la distribución de las secciones transversales, es necesariamente incompleto. Sin embargo, elementos son provistos para estimar la magnitud y concentración de los grandes dispersores para la medición de los ecos. Resulta interesante examinar los resultados experimentales a la luz de lo tratado precedentemente.

Distribución Observada de Intensidades del Eco

Mencionamos en la sección anterior que una extensa cantidad de oscilogramas fueron obtenidos durante un crucero de Marzo a Abril de 1945. Cada uno de estos ecos midióse con un lector microfilm, determinando las intensidades y profundidad de los dispersores. Ya que el rango del valor de la intensidad fué grande, se convirtió a la escala db, para conveniencia del análisis. En dicha escala, el nivel del eco queda expresado por la fórmula:

$$L = 10 \log E. \qquad (7)$$

Los niveles de eco en un grupo de 12 oscilogramas obtenidos el 12 de Marzo de 1945, en Latitud: 28° 30' W, a 0914 Hora Local Pacífico, están graficados en función de la profundidad en la Figura 4. Los círculos abiertos representan ecos definidos bién resueltos, en círculos negros, ecos con cierta interferencia de otros más pequeños, pero proveyendo aún buena evidencia, de que un sólo eco era el hecho dominante.

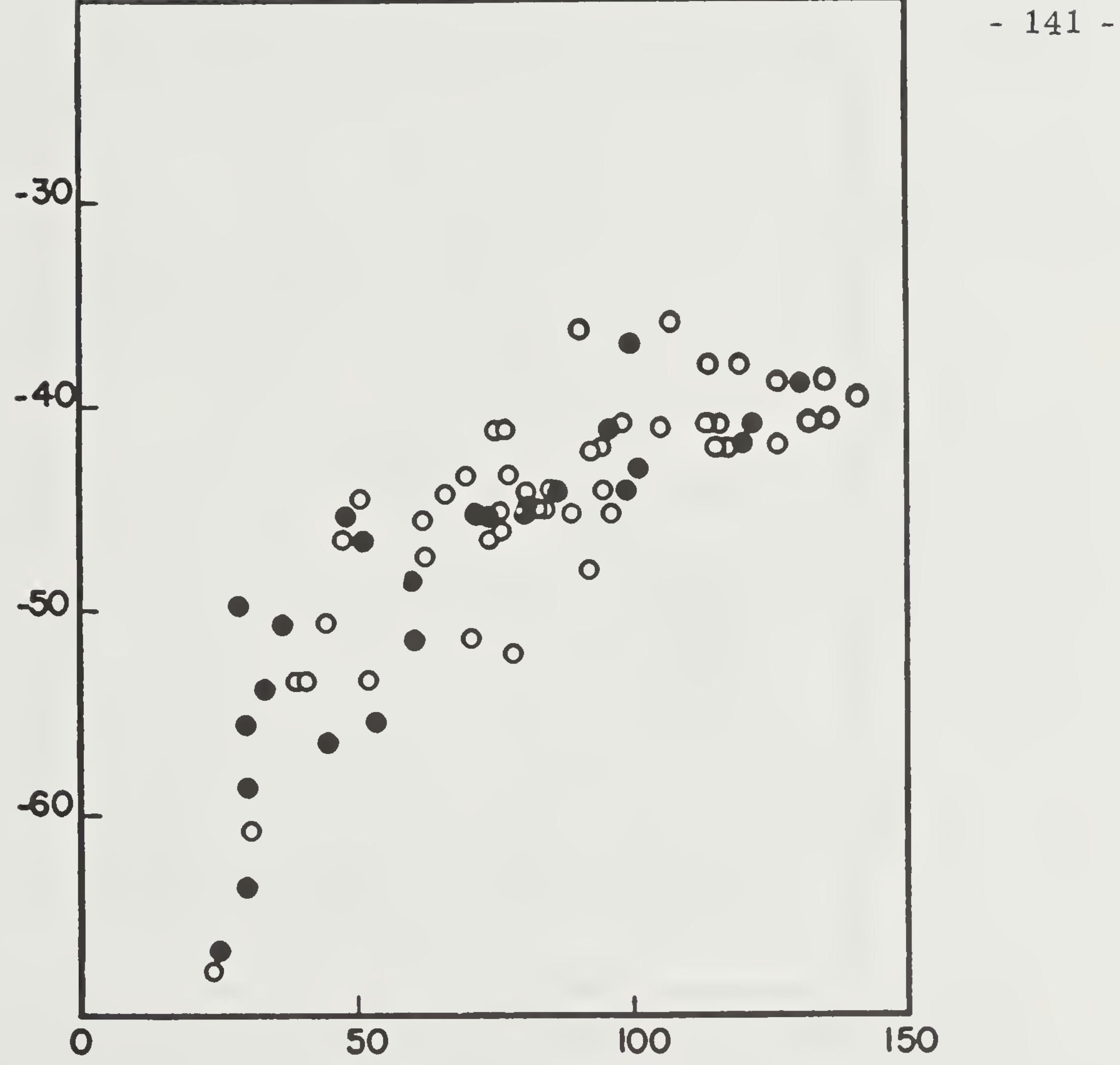


Figura 4. Niveles de ecos registrados el 12 de Marzo de 1945, en Latitud 28° 30' N y longitud 118° 10W, a 0914 Hora Local del Pacífico. La profundidad está dada en metros y el nivel de ecos en decibeles.

Para interpretar estos resultados, es necesario tener en cuenta que solamente los ecos poderosos pueden ser medidos. Por ello, sólo la parte del gráfico, cercana a la región superior es significativa, la inferior queda limitada por el nivel general reverberante sin resolución. El incremento de la parte superior con la profundidad, muestra que el número observado de los dispersores mayores aumenta con la profundidad, pero no destaca que la función $\psi(r)$ posee cambios significativos con la profundidad, igualmente si la distribución no cambia con la profundidad, el incremento en el número de ecos por unidad predicha en las fórmulas 5 y 6, podrían causar un efecto de profundidad del tipo observado, siempre que los dispersores tengan una amplia distribución de secciones transversales.

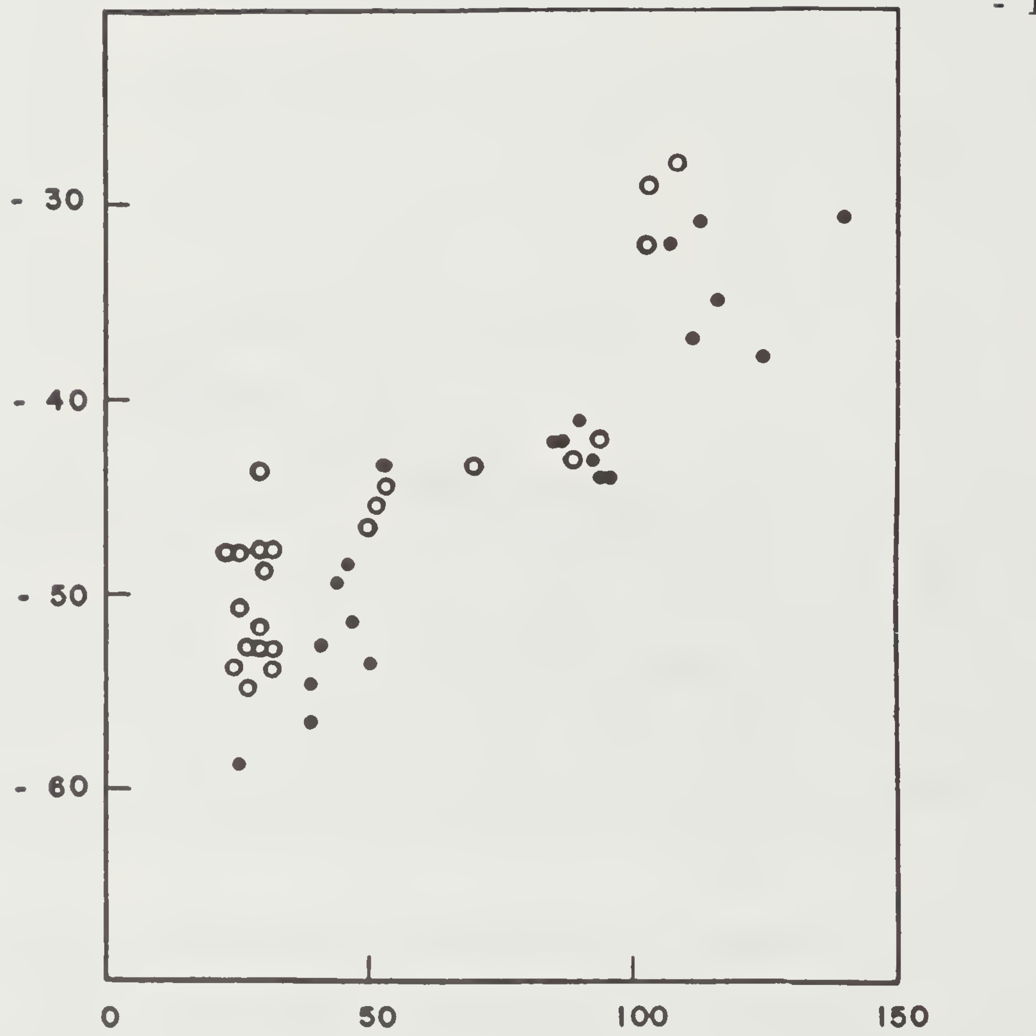


Figura 5. Niveles de ecos registrados el 17 de Marzo de 1945, en Latitud 22°39' N y Longitud 109°34' W, a las 1617 Hora Local del Pacífico. La profundidad está dada en metros y el nivel de ecos en decibeles.

Una representación similar de 11 oscilogramas, fué registrada el 17 de Marzo de 1945, a los 22°39' N de Latitud y 109°34' W de Longitud y aparece en la Figura 5. Aunque se observaron menos ecos, la apariencia de este gráfico es similar a la de la Figura 4.

Los resultados en un solo conjunto, son ilustrados en las Figuras 3 y 4. Constituyen la caracteríztica de la configuración particular de dispersores en un lugar e instante dado, siendo pocos el número de ecos que quedan sujetos a mayores errores de observación. Para obtener ecos caracterízticos de toda el área investigada, suficientemente fuertes para ser significativos y al mismo tiempo inconfundibles de la migración diurna de los dispersores

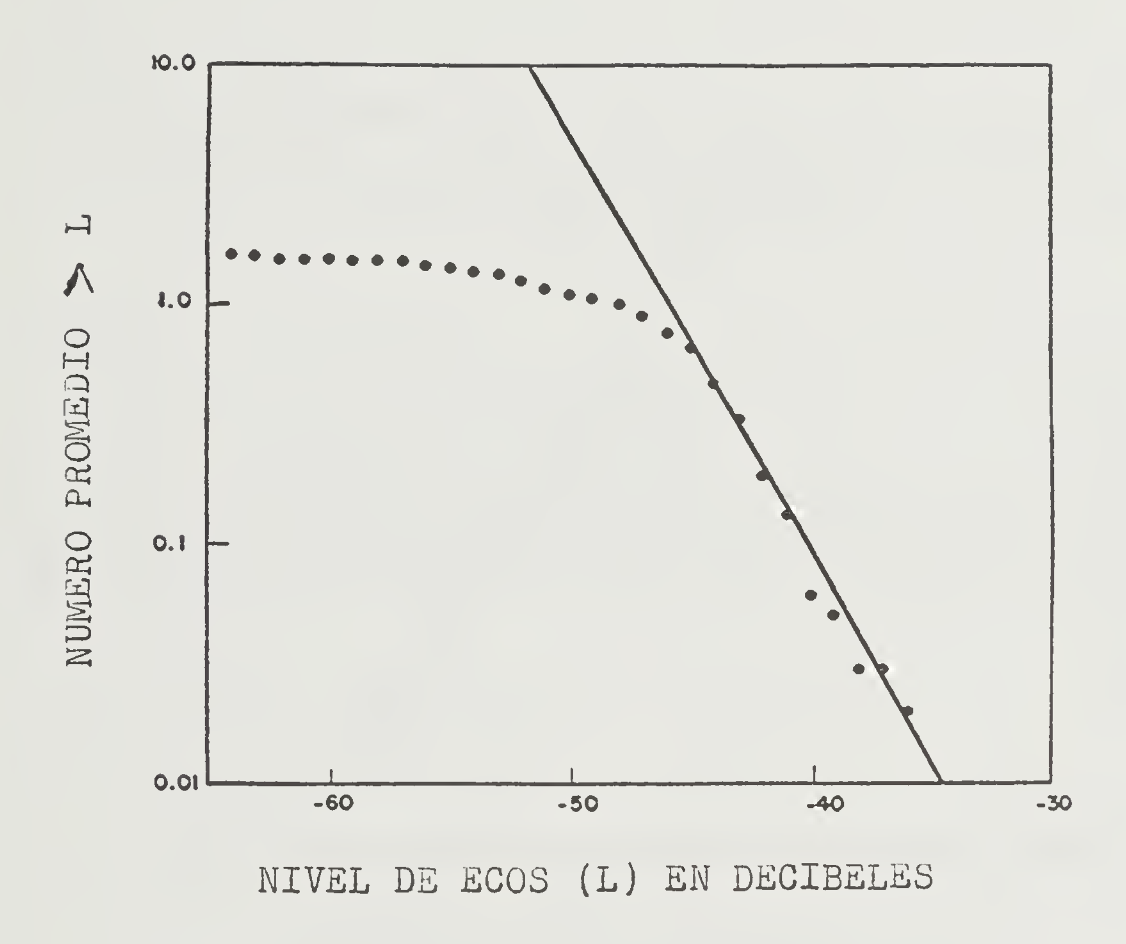


Figura 6. Distribución acumulativa de los niveles de eco para profundidades entre 90 y 180 metros.

(Referencias 2, 4, 5, 7 y 8), cuantitativamente el estudio de la distribución de los ecos, fué hecho para los 8 conjuntos de registros durante las horas diurnas. Las horas de luz están definidas, como el período comprendido entre una hora después de la salida del sol y una hora antes de la puesta. Alrededor de 97 oscilogramas fueron registrados en este grupo.

Para estudiar el efecto de la profundidad sobre la distribución, los ecos fueron divididos en dos intervalos de profundidades: 20 a 90 metros y 90 a 180 metros. El número de ecos resolubles más profundos que 180 metros, fué más pequeño para ser significativo.

Distribuciones acumulativas del nivel de eco L, para estos intervalos de profundidad se exhiben en las Figuras 6 y 7. Las ordenadas representan en escala logarítmica, el número de ecos por oscilograma, con nivel de eco superior que el valor indicado

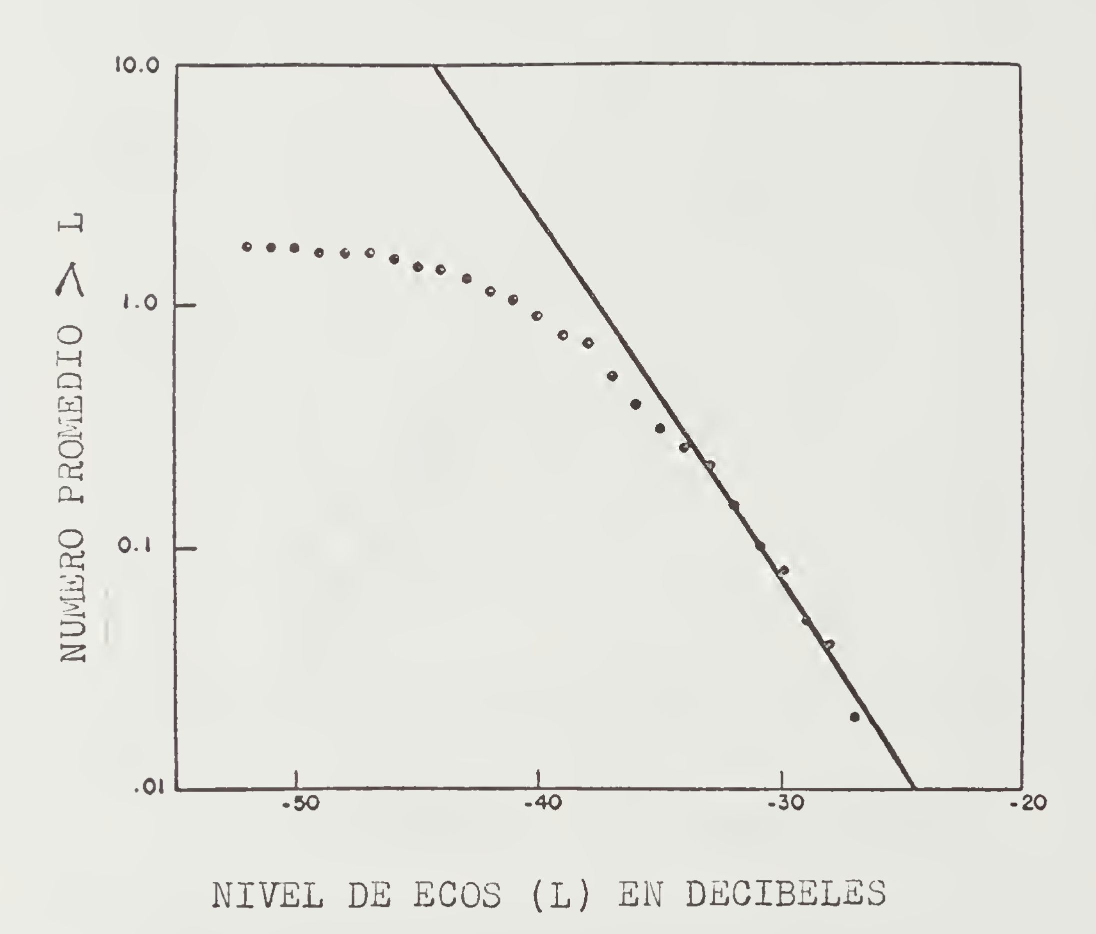


Figura 7. Distribución acumulativa de los niveles de eco para profundidades entre 20 y 90 metros.

en las abscisas. Las frecuencias observadas aparecen con puntos. La recta fué ubicada dentro de los extremos superiores de las distribuciones observadas y representa las ecuaciones:

$$\Phi(E) = 9 \cdot 10^{-9} E^{-1.76} \qquad (8) \text{ para Figura 6}$$

$$\Phi(E) = 2.4 \cdot 10^{-6} E^{-1.80} \qquad (9) \text{ para Figura 7.}$$

La distribución de ecos en tal forma, queda señalada por la distribución de las secciones transversales según:

$$\nu(\sigma) = A\sigma^{-b}. \qquad (10)$$

Substituyendo (10) por (6)

$$\Phi(E, R) = 4\pi R^2 A \int_E^1 \sigma^{-k} F(E/\sigma)\, d\sigma, \tag{11}$$

siendo, $E/\sigma = \eta$,

$$\Phi(E, R) = 4\pi R^2 A E^{1-k} \int_0^1 \eta^{k-2} F(\eta)\, d\eta\,. \tag{12}$$

Si $< A >$ es el valor promedio de A entre las profundidades R_1 y R_2, el número promedio de ecos con intensidad superior a E para el intervalo de profundidades entre R_1 y R_2, queda expresado por:

$$\Phi(E) = \int_{R_1}^{R_2} \Phi(E, R)\, dR$$

$$= (4\pi/3)(R_2^3 - R_1^3) < A > E^{1-k} \int_0^1 \eta^{k-2} F(\eta)\, d\eta \tag{13}$$

La integral en el lado derecho de (13) es función de K y computable por integración numérica. Para los gráficos de las Figuras 6 y 7, respectivamente:

$$k = 2.75, \int_0^1 \eta^{k-2} F(\eta)\, d\eta = 0.00082 \quad \text{para Figura 6}$$

$$k = 2.50, \int_0^1 \eta^{k-2} F(\eta)\, d\eta = 0.0011 \quad \text{para Figura 7}$$

Resolviendo (13) para $< A >$ por combinación con (8) y (9)

$< A > = 3.6 \cdot 10^{-13}$ para profundidades desde 20 a 90 metros

$< A > = 1.0 \cdot 10^{-10}$ para profundidades desde 90 a 180 metros.

Es interesante examinar el significado de estos valores en términos de la densidad de dispersores. Siendo $< N(\sigma) >$ el número promedio de dispersores por metro cúbico, con sección mayor que

Entonces:

$$\langle N(\sigma) \rangle = \int_{\sigma}^{\infty} \langle \nu(\sigma) \rangle \, d\sigma \qquad (14)$$
$$= \langle A \rangle \, \sigma^{1-k}/(k-1).$$

Utilizando valores de $\langle A \rangle$ y K determinados anteriormente, la función distribución acumulativa $\langle N(\sigma) \rangle$ es mostrada en la Figura 8, para ambos intervalos de profundidad, respectivamente. Los segmentos llenos representan las porciones correspondientes a las regiones más exactas de las curvas. Los guiones indican extrapolaciones más exactas.

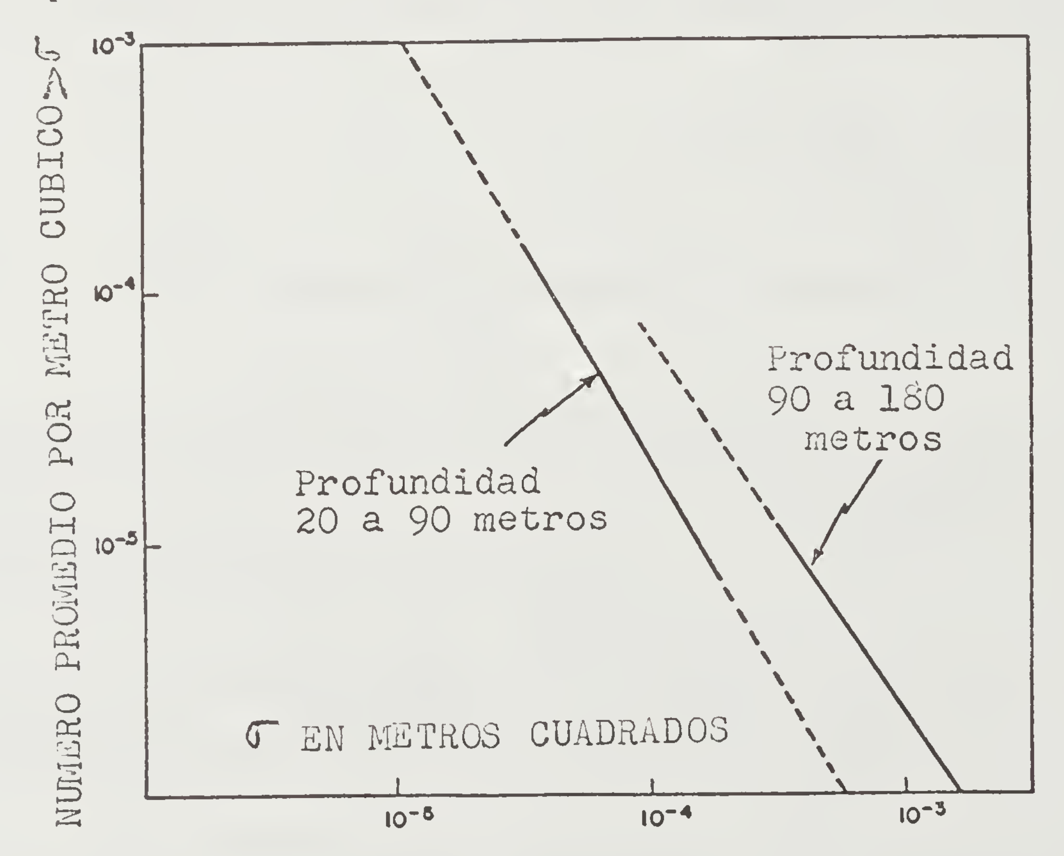


Figura 8. Distribución acumulativa para las secciones transversales de dispersores.

De la Figura 8 se desprende que las concentraciones son muy pequeñas para valores menores que 10^{-4} por metro cúbico, para secciones mayores que 10^{-4} metros cuadrados ($1\ cm^2$).

A pesar de que las concentraciones son superiores para las profundidades entre 90 y 180 metros, que para el intervalo de 20 a

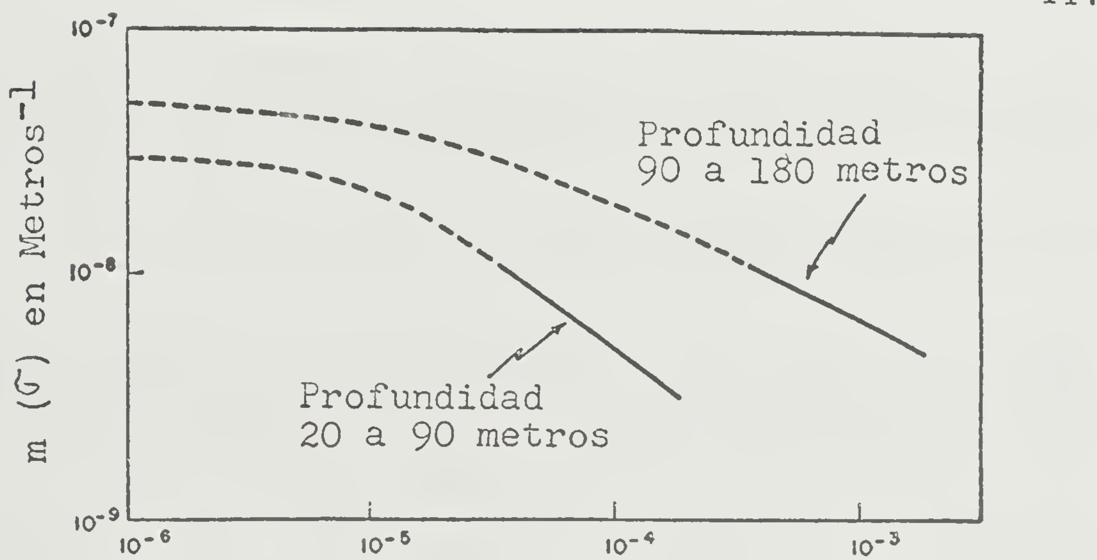


Figura 9. Coeficiente de dispersión volumétrico. Las ordenadas representan m (σ), la sección transversal total en metros cuadrados por metro cúbico de dispersores mayores que σ . Los segmentos contínuos indican valores determinados de la distribución de ecos. Las curvas de guiones aproxímanse asintóticamente a los valores medidos para m (0) . La sección transversal se halla medida en metros cuadrados.

90 metros, la forma de esta distribución es la misma en los dos casos. La pendiente algo menor de los dispersores más profundos, indica que los dispersores más grandes son relativamente menos frecuentes, a mayores profundidades. Sin embargo, este efecto no es significativo, dado que depende de la extrapolación de las distribuciones más allá de las regiones, donde las mediciones son de mejor confianza.

Coeficientes de Volumen Disperso

Siendo m (σ) el promedio de la sección en metros cuadrados por metros cúbicos, de todos los dispersores con sección mayor que σ . Entonces:

$$m(\sigma) = \int_{\sigma}^{\infty} \sigma < \nu(\sigma) > d\sigma \qquad (15)$$

y para $< \nu(\sigma) > = < A > \sigma^{-k}, k > 2$ (16)

$$m(\sigma) = < A > \sigma^{2-k}/(k-2).$$

La ecuación (16) provee valores para m (0) cero, una imposibilidad física. Esto significa que la distribución dada por (14) en la Figura 8, no puede extenderse indefinidamente hacia secciones transversales menores y deberá ser limitada por el hecho que m (σ), converge a un valor infinito para la sección cero.

Este valor m (0) cero, es el coeficiente del volumen de dispersión y representa el promedio total de la dispersión en la sección transversal, por unidad para dispersores de todo tamaño. Ello fué medido en todas las localidades de este estudio, usando señales de 100 ms de duración. El valor promedio para las ocho observaciones diurnas, utilizado en la distribución de ecos estudiados, fué: 3×10^{-8} m^{-1} y 5×10^{-8} m^{-1} en 90 y 180 metros de profundidad, respectivamente.

En la Figura 9 se representa m (σ), calculado a partir de (16), para 20 a 90 y 90 a 180 metros de profundidad y aparecen como líneas llenas. Las curvas de guiones indican las formas posibles de m (σ), que coinciden con los valores calculados y se aproximan asintóticamente a los coeficientes del volumen disperso m (0) medido.

Aunque este procedimiento es impreciso, debido a la falta de mediciones para los dispersores pequeños, la Figura 9 lo señala, a pesar de la exacta forma de las curvas de guiones, casi el total de la dispersión observada, proviene probablemente de dispersores con sección transversal superior a : 10^{-5} m^2 (0, 1cm^2).

Discusión

El significado de los resultados precedentes, en términos de tamaño físico, más que del tamaño acústico sobre los dispersores, requieren observaciones adicionales de la reflectividad de los mismos. Pendiente de la adquisición de dichos datos, uno puede especular que los dispersores son probablemente, organismos biológicos con densidad y compresibilidad próxima a la del agua y su reflectividad débil. Puede esperarse que el tamaño físico sea apreciablemente superior al acústico, particularmente para los dispersores, que son pequeños en comparación con la longitud de onda sónica.

Sin embargo, la posibilidad de dispersión resonante, causada por pequeñas burbujas de gas en los dispersores o por otras propiedades produciendo gran diferencia de compresibilidad con respecto

al agua, no debe excluírse. Si estuviere presente con significativa extensión, la sección transversal física de muchos de los dispersores podría ser menor que su sección acústica.

Otro factor para mencionar, es la posibilidad de agrupar los distintos dispersores en colonias suficientemente pequeñas, que den la apariencia de ecos individuales. Si el espesor de la colonia en la dirección del proyector sónico, fuera inferior a un metro, podría fácilmente ofrecer la apariencia de un solo eco y ser tratada en el análisis como un solo dispersor.

Resumen

Aunque los ecos ultrasónicos de los dispersores en el mar, se unieron indistintamente dentro del sonido comúnmente llamado reverberación, ecos discretos fueron observados ocasionalmente. Muchos de ellos registrados en frecuencia de 24 Kc., se observaron durante la navegación efectuada en proximidades de la Baja California, en Marzo y Abril de 1945.

Un estudio de la distribución de intensidades para dichos ecos, ha producido estimaciones de las secciones dispersoras, correspondientes a los dispersores en los 180 metros superiores de las aguas del mar, durante las horas diurnas. Hallóse que la concentración de dispersores decrece rápidamente con el aumento de la sección. Hubo muy pocos con sección transversal mayor a 10 cm^2. La concentración promedio de dispersores con secciones superiores a 1 cm^2, fué algo inferior que 10^{-4} por m^3. Incluso, existiendo mayoría de pequeños dispersores, respecto de los más grandes, los muy pequeños no contribuyeron tanto a la dispersión, como los grandes. Casi el total de la dispersión, origínase probablemente, de dispersores con sección transversal entre 0, 1 y 10 cm^2.

Agradecimientos

El presente trabajo representa uno de los resultados de la investigación patrocinada bajo contrato con el Bureau de Buques, Departamento de Marina de los Estados Unidos.

Los registros experimentales fueron obtenidos como parte de un estudio sobre reverberaciones en el mar, conducido bajo la direc-

ción conjunta de R. J. Christensen y del autor, por la Sección de Ecodetección de la Universidad de California, División de Investigación de Guerra, en San Diego. Ellos fueron registrados por el grupo embarcado de la Sección Ecodetección, bajo la supervisión de J. D. Frautschy.

La excelente ayuda que hizo posible lograr registros de la óptima calidad requerida para este estudio, es apreciada; las mediciones en los oscilogramas y la computación de los resultados, fueron realizados por las señoritas Gloria J. Slack y Gwendolyn A. Roy, pertenecientes a este laboratorio.

Referencias Bibliográficas

Anonymous,(1943), Volume reverberation: Scattering and attenuation versus frequency. Univ. Calif., Div. War Res., Report No. U50. Publ. Bd. Rep. No. 39716.

Anonymous, (1946), Studies of the deep scattering layer. Univ. Calif., Div. War Res., File Rep. No. M445.

Anonymous, (1946), Forward scattering from the deep scattering layer. Univ. Calif., Div. War Res., File Rep. No. M398.

Anonymous, (1946), Stratification of sound scatterers in the ocean. Univ. Calif., Div. War Res., File Rep. No. 397. Publ. Bd. Rep. No. 60290.

Dietz, R. S.(1948), Deep scattering layer in the Pacific and Antarctic Oceans. J. Mar. Res., 7 (3): 430-422.

Eyring, C. F., R. J. Christensen, and R. W. Raitt (1948), Reverberation in the sea. J. Acoust. Soc. Amer., 20: 462-475.

Hersey, J. B., and H. B. Moore (1948), Progress report on scattering layer observations in the Atlantic Ocean. Trans. Amer. Geophys. Un., 29: 341-354.

Johnson, M. W., (1948) Sound as a tool in marine ecology, from data on biological noises and the deep scattering layer. J. Mar. Res., 7 (3): 443-458.

CAPITULO V

R. J. Urick Naval Research Laboratory, Washington, D. C.
Publicado por: The Journal of the Acoustical Society of America; Vol. 26, No. 2, pp. 231-235; Marzo de 1954. Manuscrito recibido el 30 de Noviembre, 1953.

EL ALBEDO SONICO DEL FONDO DE UN PUERTO

Resumen

Cuando los sonidos submarinos alcanzan el fondo del mar - en aguas abisales o poco profundas -, una porción de la intensidad es devuelta hacia la fuente de orígen. El estudio del albedo del fondo marino, en función de la longitud de pulso, frecuencia y ángulo de incidencia, en varios lugares de un puerto a lo largo de la costa oriental de los Estados Unidos, fué realizado utilizando un transductor de inclinación variable, montado sobre una barcaza. Los resultados quedan expresados en términos cuantitativos, denominados "fuerza dispersora" del área unitaria del fondo.

Las observaciones indican que el albedo sónico proveniente del fondo del mar, se debe principalmente a la rugosidad, que al hecho de hallarse constituído por partículas sedimentarias. Incluso con incidencia perpendicular, el fondo del mar o de una bahía, aparece suficientemente rugoso como para producir pocos retornos sónicos, por el efecto de la reflexión especular. Algunas evidencias, contribuyentes a tales conclusiones, son aportadas en el presente informe.

Cuando un pulso sónico submarino golpea el fondo del mar, bahía o río, una porción de la intensidad es devuelta o dispersada hacia la fuente emisora. Dicho albedo produce reverberación del fondo, que es tan evidente al utilizar equipos sonares de ecomedición, en aguas poco profundas. En los radares existe tal analogía del retorno del fondo, denominado "retorno del mar", que muchas veces interfiere con el eco del objeto al usarlo en alta mar. Sin embargo, el albedo sónico del fondo del mar o de las bahías aparece sin haber sido estudiado en forma sistemática, por ello ignoramos muchas de sus propiedades importantes.



Figura 1. Barcaza y pistón circular o transductor buscador.

Con el objeto de investigar como el sonido es devuelto por un fondo marino común y, de que manera la dispersión varía según la frecuencia, longitud de pulso y ángulo de incidencia, se iniciaron pruebas. Un pistón circular o transductor buscador, fué colocado en el extremo de un eje, de modo tal que pudiera descender o inclinarse en el plano vertical. El transductor, aparejos y accesorios electrónicos necesarios, fueron emplazados en una pequeña barcaza (Figura 1), estudiando varios tipos de fondos de un puerto Atlántico de la costa de los Estados Unidos. Pulsos de longitud y frecuencia variable, con diferentes ángulos de inclinación, fueron emitidos por el transductor. El albedo, recibido por el mismo transductor, quedó amplificado y fotografiado sobre la pantalla de un osciloscopio. A los efectos de evitar medir la sensibilidad inicial de emisión y recepción del transductor, fotografiaronse conjuntamente, ecos de una esfera de referencia de tres piés de diámetro. La Figura 2, representa el extremo opuesto de la barcaza, con la cuasiesfera parcialmente sumergida en el agua.

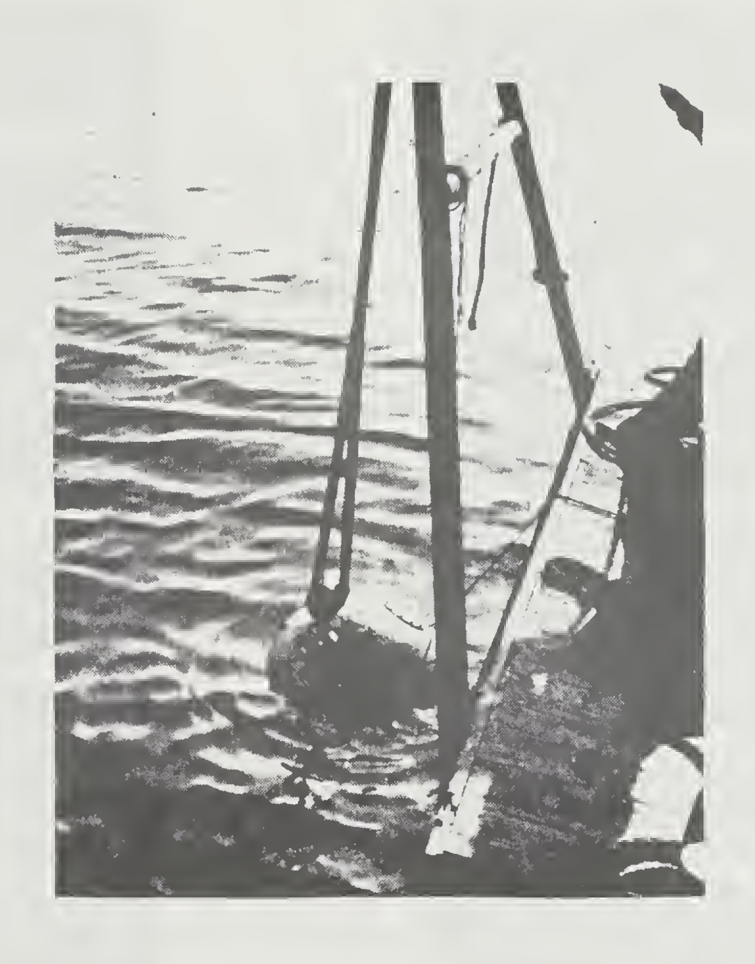


Figura 2. Esfera de referencia.

Los datos sin elaborar, consistieron de gran número de fotografías conjuntas del albedo y del eco de la esfera, para obtener la calibración aproximada. La Figura 3, muestra la apariencia de la señal del albedo o retorno, para diferentes ángulos de inclinación, vale decir, para distintos ángulos rasantes con el fondo. Nótese, que tal retorno, tiene forma de burbuja o impulso, debido a la directividad del transductor. A medida que la inclinación del transductor disminuye, comenzando desde la vertical hacia abajo, la burbuja de retorno se desplaza en distancia, haciéndose más débil y ancha. El eco proveniente de la esfera, indícase en la parte superior. La distancia desde el transductor a la esfera fué de 31 piés y el fondo marino a 27 piés, debajo del transductor. En muchas fotografías similares, fueron medidas la máxima amplitud de la burbuja de retorno y también el eco de la esfera.

Falta ahora convertir estas mediciones en algún tipo de coeficiente de dispersión del fondo. Resulta útil definir el coeficiente de dispersión de fondo, de la manera señalada en la Figura 4. Suponiendo

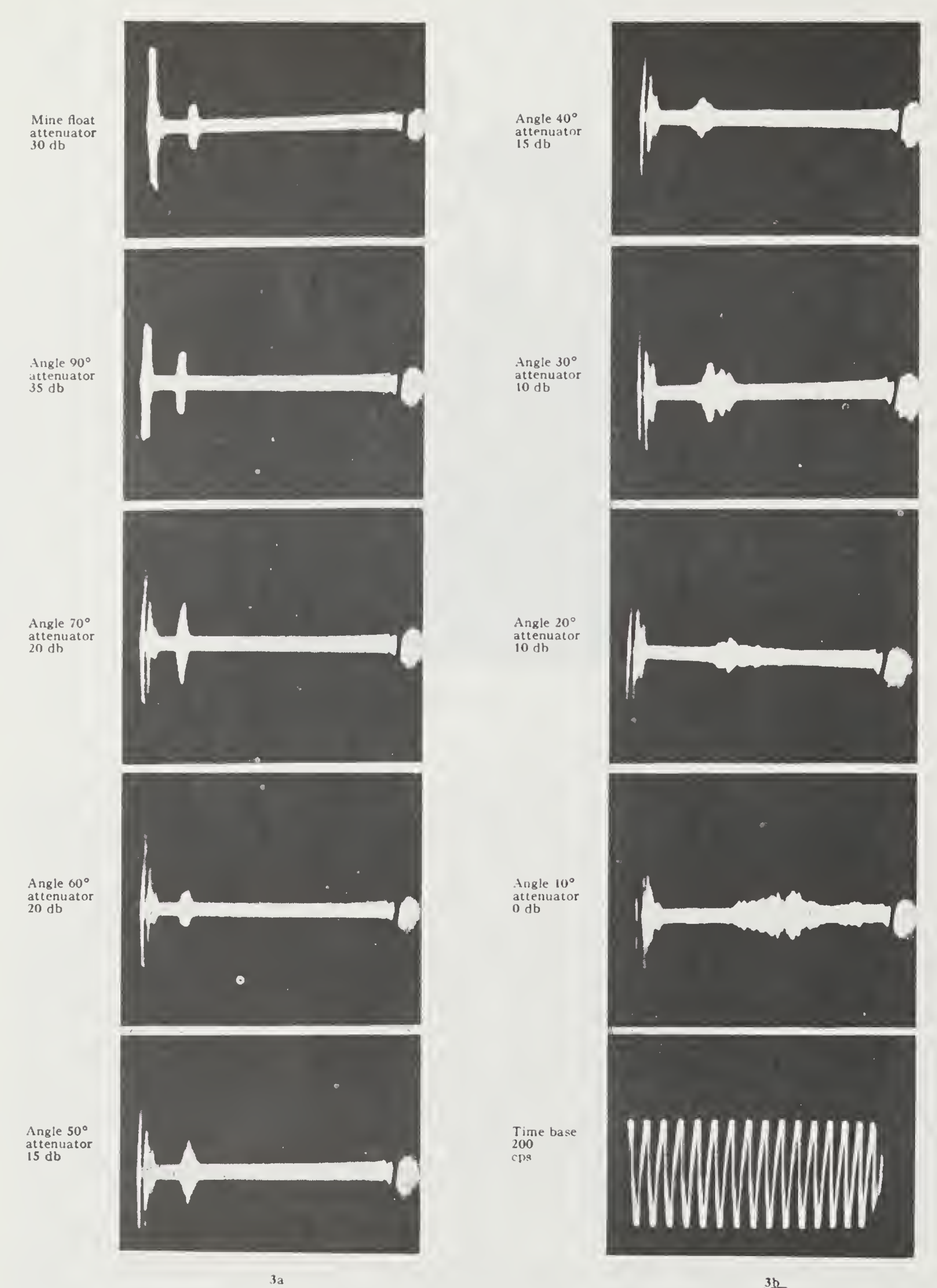


Figura 3. Ecos de la esfera de referencia y del albedo para diferentes ángulos de inclinación del eje del transductor. Longitud de pulso 2 milisegundos.

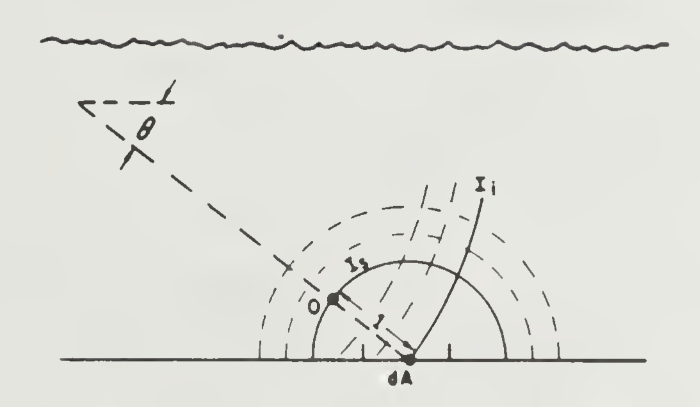


Figura 4. Definición de la fuerza dispersora S. Definamos S como 10 log I_s x dA/I_i , adónde I_i es la intensidad incidente en la pequeña área dA e I_s , la intensidad dispersada medida en O, que queda a una yarda hacia la fuente desde dA.

que una onda sónica incida sobre la pequeña área dA del fondo, con cierta inclinación angular θ. A distancia de 1 yarda desde dA, en dirección a la fuente de orígen, sea la intensidad del albedo I_s .

Definimos el coeficiente denominado "fuerza de dispersión" del fondo, para el ángulo θ. , como la relación de I_s respecto de la intensidad de incidencia, por unidad de área dA. Conviene expresar la fuerza dispersora con referencia al área del fondo de 1 yarda cuadrada, en unidades de decibeles. De este modo, la fuerza dispersora es la relación de dos intensidades y queda vinculada por el factor 2π a la sección transversal del retorno del área unitaria. Es análoga al coeficiente "fuerza del blanco", que expresa la capacidad de los blancos sonar para devolver sonido hacia el emisor.

Considerando tal coeficiente, debemos analizar desde qué lugar del fondo, el retorno comienza a llegar cuando se usa un transductor buscador emitiendo pulsos cortos. Dos situaciones están indicadas en la Figura 5. Ambos casos mostrados son para ángulos de incidencia, pequeño y grande, respectivamente. El área saturada de sonido, considerando la perfecta emisión del haz proyector, es una elipse formada por la intersección del fondo y del haz cónico emisor. El transductor usado fué un pistón circular de cara plana y 13 pulgadas de diámetro. El equivalente ancho ideal de haz, fué 18°en 10 Kc y 3° en 60 Kc. El área que en algún instante devuelve sonido hacia

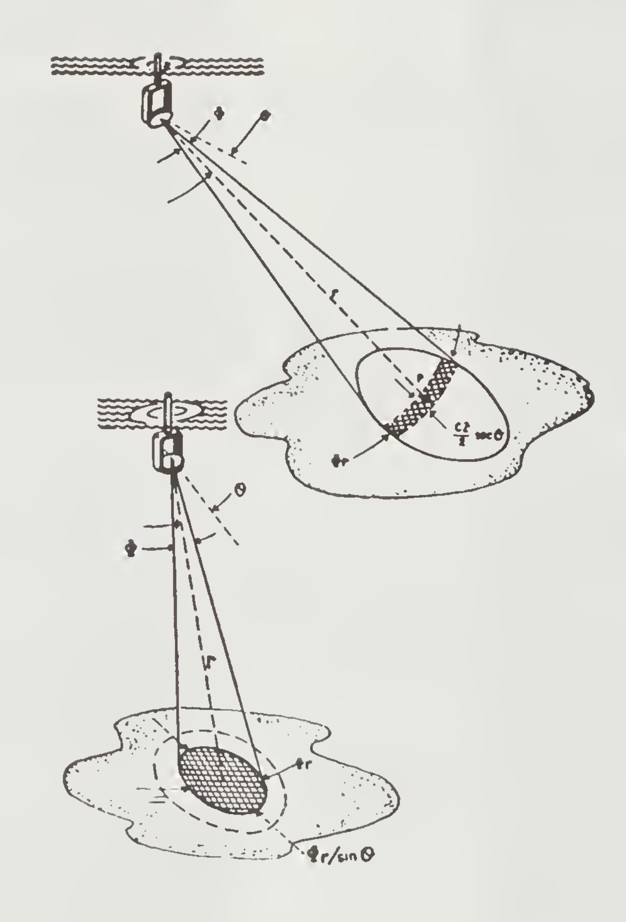


Figura 5. Geometría de la dispersión del haz del transductor buscador.

la fuente, está determinada por la longitud de pulso usado y el ancho del haz del transductor.

Cuando el ángulo de inclinación es pequeño, como en la parte superior de la Figura 5, el área constituye la porción anular sombreada. Sin embargo, con grandes ángulos de inclinación, el área dispersora es independiente de la longitud de pulso y depende solamente del ancho del haz. Fórmulas para la determinación del área dispersora, pueden ser fácilmente establecidas en cada caso, como también para el ángulo de inclinación límite, en el cual la amplitud de dispersión ya no depende de la longitud de pulso.

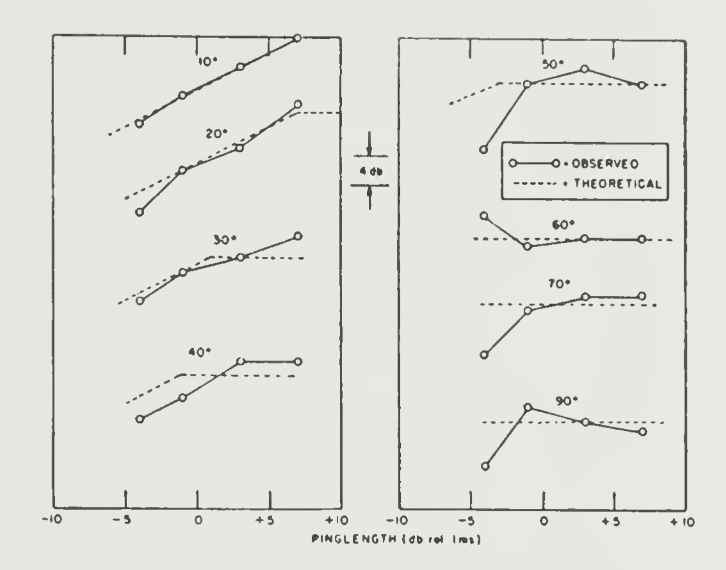


Figura 6. Efecto de la longitud de pulso sobre la amplitud dispersora. Las abscisas son longitudes de pulso expresadas en decibeles relativos a un milisegundo. Las curvas punteadas indican la variación computada, ajustada a la amplitud media de los puntos observados.

La corrección para el área de dispersión, así determinada, fué aplicada a las amplitudes medidas y convertidas a "fuerza dispersora" (scattering strength), por medio de ecos provenientes de la esfera calibre. En el proceso de reducción, realizáronse varias simplificaciones. Se asumen como ideales, la ley del cuadrado inverso y la cuasiesfera - en este caso fué una envuelta de mina de tres piés- vale decir, como libre de hendiduras o protuberancias. La amplitud de la dispersión proveniente del fondo, observada en el osciloscopio, tiene una variación con el tiempo que parece producida por el movimiento de la barcaza, mientras desplaza el haz sónico sobre el fondo marino y cambia así, el número de dispersores y sus relaciones de fase. Estímase que tales causas, impiden obtener exactitud superior a 3 db, para los valores finales de la fuerza dispersora. No obstante, ello es probablemente menor que la variación local del fondo, incluso en áreas reducidas, lo cual es considerable en un experimento como el presente, donde el área dispersora es sólo de pocas yardas cuadradas.

La Figura 6, muestra las amplitudes de la dispersión en función de la longitud de pulso, para diferentes ángulos de inclinación. Puede verse que el albedo aparece proporcional a la longitud de

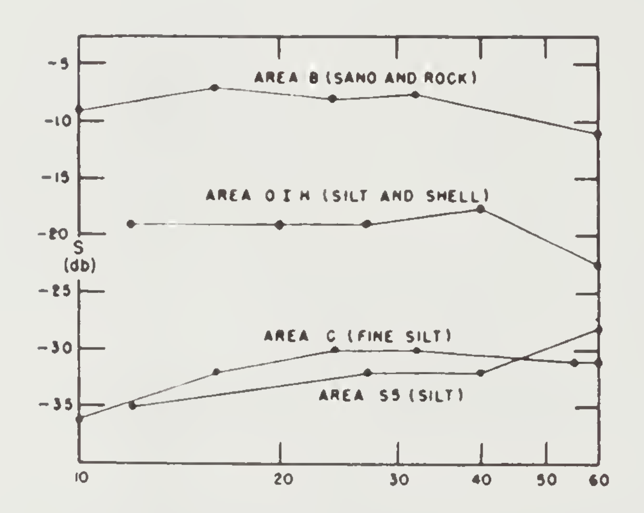


Figura 7. Fuerza dispersora en función de la frecuencia para cuatro áreas diferentes. La Frecuencia es en kilociclos.

pulso para pequeños ángulos rasantes, siendo independiente de ellos para grandes ángulos. Esto es solamente una comprobación de lo obtenido como conclusión de la geometría. Dichas amplitudes son del retorno; los valores del coeficiente de la fuerza dispersora computados de ellas, fueron hallados no dependientes de la longitud de pulso, como debería serlo. Cada uno de los puntos, representa una fotografía individual y podrá obtenerse una idea, sobre la variabilidad de las observaciones sin promediar.

La Figura 7, muestra el promedio de la fuerza dispersora con un ángulo de incidencia de 30°, en función de la frecuencia y entre 10 a 60 Kc. El fondo marino en las cuatro áreas, abarca desde uno rocoso hasta otro blando y cenagoso. El fondo duro B y D.I.H., parecen mostrar la no dependencia de la fuerza dispersora con la frecuencia. Los fondos blandos, pueden poseer fuerza dispersora que crece lentamente con la frecuencia. La fundamental independencia de la frecuencia, caracteríztica de la fuerza dispersora, ha sido indicada en algunos trabajos fragmentarios anteriores.[1]

---

1 " Physics of sound in the sea" NDRC Summary Technical Report, Div. 6, Vol. 8, Part II, 1946.

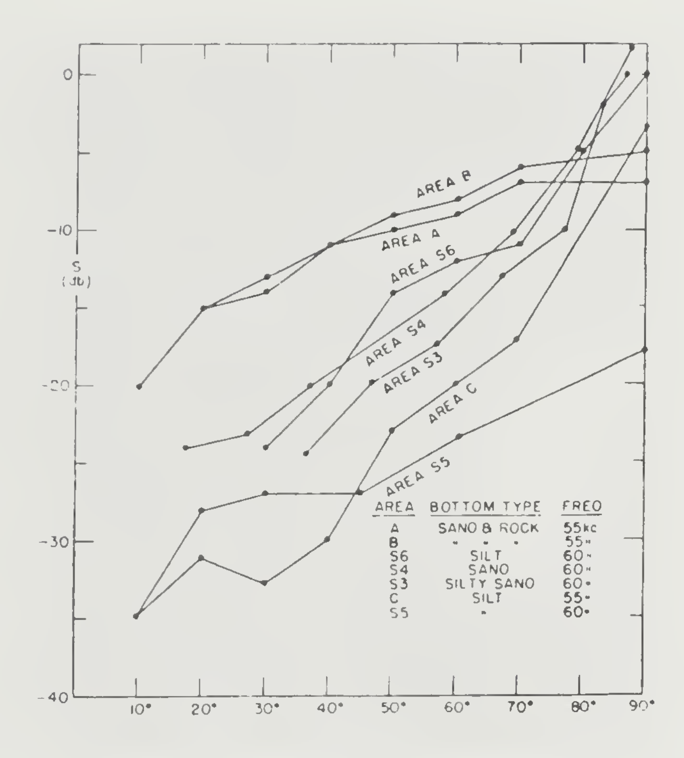


Figura 8. Fuerza dispersora en función del ángulo rasante a 55 y 60 kilociclos.

Area	Tipo Fondo	Frecuencia
A	Arena y roca	55 Kc
B	" " "	55 "
S6	Fango	60 "
S4	Arena	60 "
S3	Fango-arena	60 "
C	Fango	55 "
S5	Fango	60 "

La Figura 8, señala la fuerza dispersora en función del ángulo de incidencia, a frecuencias entre 55 y 60 Kc. Dos caracterízticas son evidentes: 1) la fuerza dispersora, generalmente aumenta cuando incrementa el ángulo de incidencia, siendo mayor con incidencia perpendicular; 2) para pequeños y moderados ángulos, los fondos duros como A y B, tienen superior fuerza dispersora que los blandos y fangosos, como C y S-5. Estas conclusiones parecen razonables y eran esperadas.



Figura 9. Fotografía oblícua del fondo marino en el área B.

Analicemos la naturaleza del albedo. Dos hipótesis aparecen. Podemos suponer que el retorno es el resultado de la naturaleza particular del fondo, ello es, que está compuesto por partículas sedimentarias, cada una de las cuales dispersa sonido; o imaginemos que el retorno es causado por las asperezas del fondo y que los dispersores son las irregularidades en el perfil del fondo. Existen evidencias en las observaciones, que sostienen la última hipótesis. En las áreas A y B, la variación del coeficiente de dispersión S, con el ángulo, es aproximadamente el esperado, según la Ley de Lambert, o sea, según el cuadrado del seno del ángulo rasante, como si el fondo actuara a manera de perfecto difusor dispersante. La magnitud de S es también razonable, si asumimos que ocurre dispersión difusa. La variación del retorno con el ángulo, para fondos arenosos o fangosos, es más rápida que para los fondos compactados, pero no existen evidencias de máximo retorno próximas a 90°, dentro del ancho del haz del transductor, tal como puede ocurrir en la reflexión especular con incidencia normal.

En conclusión, la Figura 9 indica una fotografía del fondo en el área B, donde fué extraída una muestra consistente en arena y roca.

Dicha fotografía, tomóse con la cámara de fotografía submarina del Woods Hole Oceanographic Institution, inclinada con un ángulo rasante de 60°. Ella señala porciones de roca, sobresaliendo del relleno arenoso. No resulta sorprendente que tal fondo submarino pueda dispersar sonidos en frecuencias de kilociclos, de idéntica manera como dispersa la luz. Analogamente, los fondos oceánicos, probablemente, no son "pulidos" al observarlos mediante luz, e incluso fondos muy suaves, podrán en la realidad convertirse en dispersores difusos del sonido.

Agradecimientos

El autor agradece a John Nixon y otros colaboradores del Narragansett Marine Laboratory, por la asistencia al realizar las mediciones en el mar.

PROLOGO

La Universidad de Columbia en Nueva York y el Servicio de Hidrografía Naval, Buenos Aires, Argentina, tienen el agrado de presentar la publicación de la traducción del inglés, de una Serie de informes básicos sobre las Ciencias del Mar.

Al trabajar juntos en el mar y en sus laboratorios, los científicos del mar necesitan cierta uniformidad de métodos y literatura científica en común. Deseamos contribuir a este propósito, traduciendo una selección de obras científicas, técnicas, de instrumentos y diferentes informes, relativos a las Ciencias del Mar.

En esencia, este programa desea robustecer la investigación científica en los países de habla hispana - donde viven alrededor de 200 millones de personas-, atrayendo y motivando a los jovenes científicos y estudiantes graduados.

El apoyo financiero de la Sección Geofísica de la Oficina de Investigaciones Navales de los Estados Unidos, hizo posible la presente publicación.

Con el objeto de asegurar la exactitud científica, la traducción fué realizada bajo la directa supervisión de un científico, el Capitán de Corbeta de la Armada Argentina Néstor C. L. Granelli, estudiante graduado en Geofísica en la Universidad de Columbia.

Sugerimos a las organizaciones y personas interesadas, que contribuyan a este programa, mediante la presentación de obras relacionadas a este trabajo.

Agradecemos finalmente, la generosa ayuda a los autores, que hicieron posible dicha tarea, al autorizar la traducción de sus obras

Maurice Ewing
Director del Observatorio Geológico
Lamont de la Universidad de Columbia
Palisades, Nueva York

AGRADECIMIENTOS

El Volumen I, constituye el primero de la serie: El Márgen Continental de las Américas", cuya traducción fué patrocinada por la Oficina de Investigaciones Navales, División Ciencias Terrestres, Sección Geofísica, Washington, D.C. y el Observatorio Geológico Lamont de la Universidad de Columbia, Palisades, Nueva York, EE. UU. Actuó como Supervisor del Proyecto el Dr. Maurice Ewing, Director del Observatorio Geológico de Lamont. Supervisor Técnico de la traducción, el Capitán de Corbeta de la Armada Argentina, Néstor Granelli Sanz. Traductora Maria Luisa Olmedo de Granelli. Los gráficos fueron preparados en el Servicio de Hidrografía Naval, Buenos Aires, Argentina.

INDICE

UNCLASSIFIED

Security Classification

DOCUMENT CONTROL DATA - R&D

(Security classification of title, body of abstract and indexing annotation must be entered when the overall report is classified)

1. ORIGINATING ACTIVITY *(Corporate author)* Lamont Geological Observatory Columbia University Palisades, New York 10964	2a. REPORT SECURITY CLASSIFICATION Unclassified 2b. GROUP

3. REPORT TITLE

ACUSTICA SUBMARINA

4. DESCRIPTIVE NOTES *(Type of report and inclusive dates)*
Final Report

5. AUTHOR(S) *(Last name, first name, initial)*

Granelli, Nestor C. L. (Editor)

6. REPORT DATE December 1966	7a. TOTAL NO. OF PAGES 162	7b. NO. OF REFS 8
8a. CONTRACT OR GRANT NO. Nonr 266(90) b. PROJECT NO. c. d.	9a. ORIGINATOR'S REPORT NUMBER(S) CU-1-66-Nonr 266(90) 9b. OTHER REPORT NO(S) *(Any other numbers that may be assigned this report)*	

10. AVAILABILITY/LIMITATION NOTICES

Distribution of this document is unlimited.

11. SUPPLEMENTARY NOTES	12. SPONSORING MILITARY ACTIVITY Geophysics Branch Office of Naval Research

13. ABSTRACT

D D Form 1473 For information: Resumen= Abstract

13. Resumen

Serie de traducciones seleccionadas Inglés-Español, sobre información científica y técnica de las Ciencias del mar, entre los países de habla hispana, patrocinada por la Oficina de Investigaciones Navales, Sección Geofísica, Washington, D.C., Contrato Nonr 266(90).

Capítulo I. "Propagación del Sonido en el mar", trabajo anónimo preparado por Woods Hole Oceanographic Institution; dividido en 6 Partes: 1) Introducción, 2) El desarrollo del arte de la señalación submarina, 3) Parámetros físicos del sonido en el agua de mar, 4) Condiciones oceanográficas de los niveles superiores del mar, 5) Alcance e intensidad del rayo directo y 6) Variaciones del espesor de la capa de mar mezclada por el viento.

Capítulo II. "Mediciones del Ruido Submarino producido por la fauna marina", mediciones del ruido ambiental y observación sistemática para individualizar las diferentes especies de peces productores de ruidos, mediante hidrófonos submarinos.

Capítulo III. " El Ruido Ambiental Submarino". Dicho informe fué realizado para ubicar las principales fuentes productoras de ruido ambiental, como: movimiento del agua, fauna marina y rumores de embarcaciones.

Capítulo IV. "Dispersores del Sonido en el Mar", registros experimentales, parte de un estudio sobre reverberaciones en el mar.

Capítulo V. "El Albedo Sónico del Fondo de un Puerto". Investigación del albedo del fondo marino, en función de la longitud de pulso, frecuencia y ángulo de incidencia, en varios lugares de un puerto, - a lo largo de la costa oriental de los Estados Unidos -, utilizando un transductor de inclinación variable montado sobre una barcaza.

14. KEY WORDS	LINK A		LINK B		LINK C	
	ROLE	WT	ROLE	WT	ROLE	WT

INSTRUCTIONS

1. ORIGINATING ACTIVITY: Enter the name and address of the contractor, subcontractor, grantee, Department of Defense activity or other organization *(corporate author)* issuing the report.

2*a*. REPORT SECURITY CLASSIFICATION: Enter the overall security classification of the report. Indicate whether "Restricted Data" is included. Marking is to be in accordance with appropriate security regulations.

2*b*. GROUP: Automatic downgrading is specified in DoD Directive 5200.10 and Armed Forces Industrial Manual. Enter the group number. Also, when applicable, show that optional markings have been used for Group 3 and Group 4 as authorized.

3. REPORT TITLE: Enter the complete report title in all capital letters. Titles in all cases should be unclassified. If a meaningful title cannot be selected without classification, show title classification in all capitals in parenthesis immediately following the title.

4. DESCRIPTIVE NOTES: If appropriate, enter the type of report, e.g., interim, progress, summary, annual, or final. Give the inclusive dates when a specific reporting period is covered.

5. AUTHOR(S): Enter the name(s) of author(s) as shown on or in the report. Enter last name, first name, middle initial. If military, show rank and branch of service. The name of the principal author is an absolute minimum requirement.

6. REPORT DATE: Enter the date of the report as day, month, year; or month, year. If more than one date appears on the report, use date of publication.

7*a*. TOTAL NUMBER OF PAGES: The total page count should follow normal pagination procedures, i.e., enter the number of pages containing information.

7*b*. NUMBER OF REFERENCES: Enter the total number of references cited in the report.

8*a*. CONTRACT OR GRANT NUMBER: If appropriate, enter the applicable number of the contract or grant under which the report was written.

8*b*, 8*c*, & 8*d*. PROJECT NUMBER: Enter the appropriate military department identification, such as project number, subproject number, system numbers, task number, etc.

9*a*. ORIGINATOR'S REPORT NUMBER(S): Enter the official report number by which the document will be identified and controlled by the originating activity. This number must be unique to this report.

9*b*. OTHER REPORT NUMBER(S): If the report has been assigned any other report numbers *(either by the originator or by the sponsor)*, also enter this number(s).

10. AVAILABILITY/LIMITATION NOTICES: Enter any limitations on further dissemination of the report, other than those imposed by security classification, using standard statements such as:

(1) "Qualified requesters may obtain copies of this report from DDC."

(2) "Foreign announcement and dissemination of this report by DDC is not authorized."

(3) "U. S. Government agencies may obtain copies of this report directly from DDC. Other qualified DDC users shall request through
_______________________________________."

(4) "U. S. military agencies may obtain copies of this report directly from DDC. Other qualified users shall request through
_______________________________________."

(5) "All distribution of this report is controlled. Qualified DDC users shall request through
_______________________________________."

If the report has been furnished to the Office of Technical Services, Department of Commerce, for sale to the public, indicate this fact and enter the price, if known.

11. SUPPLEMENTARY NOTES: Use for additional explanatory notes.

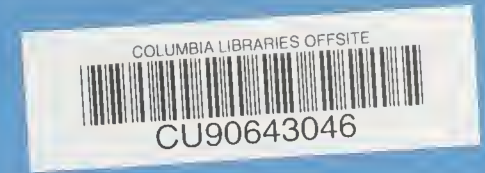
12. SPONSORING MILITARY ACTIVITY: Enter the name of the departmental project office or laboratory sponsoring *(paying for)* the research and development. Include address.

13. ABSTRACT: Enter an abstract giving a brief and factual summary of the document indicative of the report, even though it may also appear elsewhere in the body of the technical report. If additional space is required, a continuation sheet shall be attached.

It is highly desirable that the abstract of classified reports be unclassified. Each paragraph of the abstract shall end with an indication of the military security classification of the information in the paragraph, represented as *(TS)*, *(S)*, *(C)*, or *(U)*.

There is no limitation on the length of the abstract. However, the suggested length is from 150 to 225 words.

14. KEY WORDS: Key words are technically meaningful terms or short phrases that characterize a report and may be used as index entries for cataloging the report. Key words must be selected so that no security classification is required. Identifiers, such as equipment model designation, trade name, military project code name, geographic location, may be used as key words but will be followed by an indication of technical context. The assignment of links, roles, and weights is optional.


COLUMBIA LIBRARIES OFFSITE
CU90643046